



HAL
open science

Les formations molassiques de la commune de Dionay (Isère) :: géologie et géotechnique, stabilité des pentes

Gilles Kothe

► **To cite this version:**

Gilles Kothe. Les formations molassiques de la commune de Dionay (Isère) :: géologie et géotechnique, stabilité des pentes. Géomorphologie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1980. Français. NNT: . tel-00574890v2

HAL Id: tel-00574890

<https://theses.hal.science/tel-00574890v2>

Submitted on 27 Aug 2013

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 SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE

THESE

présentée pour obtenir le titre de Docteur de 3^e cycle

Spécialité : GEOLOGIE APPLIQUEE

Option : GENIE CIVIL

LES FORMATIONS MOLASSIQUES DE LA COMMUNE DE DIONAY (Isère)

Géologie et géotechnique
Stabilité des pentes

par **Gilles KOTHE**

Soutenue le 28 novembre 1980 devant la commission d'examen

R. BARBIER

R. MICHEL

J. LETOURNEUR

P. ANTOINE

L. BESSON

Professeur à l'U.S.M.G.

Professeur à l'U.S.M.G.

Professeur à l'E.N.S.M.S.E.

Maitre-assistant à l'U.S.M.G.

Géologue à la D.D.A. de l'Isère

Président

Examinateur

Examinateur

Rapporteur

Invitée

AVANT - PROPOS

Au terme de cette étude effectuée au Laboratoire de Géologie appliquée de l'Université de Grenoble, je tiens à remercier tout particulièrement

. Monsieur le Professeur R. BARBIER qui, après m'avoir initié à la Géologie du Génie Civil, m'a fait l'honneur de présider mon jury,

. Monsieur P. ANTOINE, qui a dirigé cette recherche, pour son enthousiasme, sa clairvoyance et l'intérêt constant porté à l'évolution de mon travail,

. Messieurs les Professeurs J. LETOURNEUR et R. MICHEL, spécialistes en Géologie appliquée, qui ont accepté d'examiner cette thèse,

. Madame L. BESSON, géologue à la Direction Départementale de l'Agriculture de l'Isère, qui a bien voulu participer à mon jury.

. Messieurs G. BIGUENET et J.P. GOURC qui, sans ménager leur temps, ont guidé mes pas, au début hésitants, dans le domaine de la Mécanique des Sols,

. Messieurs G. TRUC et P. MEIN, du Laboratoire de Géologie de l'Université de Lyon, pour leurs excellentes déterminations faunistiques.

J'exprime également ma profonde reconnaissance

. au Personnel technique de l'I.R.I.G.M. et de l'Institut Dolomieu, en particulier à Messieurs REVOL, CHABERT et GUIQUET, maintes fois mis à contribution sur le terrain,

. à Madame HUBER et Monsieur BRAULT pour la frappe rapide de ce mémoire et son impression,

. à mes camarades SYLVIA et GUY pour leur accueil et leur hébergement ; JACQUES, JEAN et MARC pour lesquels le maniement des électrodes, de la masse ou des tiges de tarière n'a plus de secrets,

. à mes parents pour leur aide et leurs encouragements.

Enfin, je remercie les habitants de la commune de DIONAY, pour leur compréhension, leur bonne humeur, et la grande valeur des renseignements qu'ils m'ont fournis.

TABLE DES MATIERES

PAGES

AVANT-PROPOS

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION

1

PREMIÈRE PARTIE - LE MILIEU NATUREL

1 - SITUATION GEOGRAPHIQUE	7
2 - MORPHOLOGIE GENERALE	7
3 - OCCUPATION DES SOLS	9
a) Habitat	9
b) Végétation	9
4 - CLIMAT	13
a) Les vents	13
b) Les températures	13
c) Les précipitations	14
5 - HYDROLOGIE	14
6 - SISMICITE	17

DEUXIÈME PARTIE - LES CARACTÉRISTIQUES DES TERRAINS

<u>CHAPITRE I - ETUDE GEOLOGIQUE</u>	21
A - <u>Le cadre géologique régional</u>	21
B - <u>Techniques d'étude</u>	25
1 - Cartographie et photos aériennes	25
2 - Sédimentologie	26
a) A l'échelle de l'affleurement	26
b) A l'échelle de l'échantillon	27
3 - Paléontologie	28
4 - Sondages mécaniques et géophysiques	29
a) Sondages à la tarière mécanique	29
b) Sondages sismiques	29
c) Sondages électriques	29
C - <u>Apports de chaque méthode</u>	30
1 - Description des terrains	30
2 - Coupes géologiques	36
a) Coupes détaillées	36
b) Coupe synthétique	36
3 - Granulométrie	43
a) Les sables	43
b) Les conglomérats	43
c) Les argiles et les marnes	51
4 - Morphoscopie, exoscopie et morphométrie	51
a) Les sables	53
b) Les conglomérats	56
5 - Pétrographie-minéralogie	60
a) Les sables	60
b) Les conglomérats	64
c) Les argiles	66
6 - Paléontologie	70

	<u>PAGES</u>
D - <u>Conclusions</u>	72
1 - Sédimentogénèse et paléogéographie	72
a) Sables littoraux	72
b) Les lentilles conglomératiques du Sautinet	73
c) Sables, marnes et argiles fluvio-lacustres	75
d) Conglomérats et argiles fluvio-lacustres	77
e) Formation de Chambaran	78
2 - Déformations	79
3 - Cycles sédimentaires miocène et pliocène	83
4 - Paléoclimats - glaciations	84
a) Evolution des climats au Néogène	84
b) L'influence des glaciers au Quaternaire	85
<u>CHAPITRE II - ETUDE GEOTECHNIQUE</u>	89
A - <u>Présentation des paramètres étudiés</u>	89
1 - Caractéristiques et coefficients granulométriques	89
2 - Teneurs en eau	91
3 - Poids volumiques	91
4 - Porosité	93
5 - Perméabilité	93
6 - Résistivité électrique	94
7 - Vitesse sismique	94
8 - Consistance : limites d'Atterberg et indices déduits	94
9 - Caractéristiques mécaniques effectives	95
10 - Compressibilité	98
B - <u>Classification géotechnique des terrains</u>	101
C - <u>Fichier des grands ensembles géotechniques</u>	107
- Les formations sableuses	104
- Les formations caillouteuses	105
- Les formations argileuses et marneuses	106

	<u>PAGES</u>
D - <u>Conclusions</u>	108
1 - Compacité	108
2 - Consistance	111
3 - Compressibilité	111
4 - Résistance au cisaillement	114
a) Cisaillement direct des échantillons sableux	114
b) Compression triaxiale des échantillons argileux	117
5 - Indications concernant d'autres comportements des sols	117
a) Réaction au gel	117
b) Phénomènes de gonflement et de retrait	118
c) Réaction au dessèchement	118
 <u>CHAPITRE III - CONCLUSION ET RESUME :</u>	 121
<u>PARTICULARITES DES DEPOTS MOLASSIQUES DE DIONAY</u>	

TROISIÈME PARTIE - LE PROBLÈME DE L'INSTABILITE DES VERSANTS

<u>CHAPITRE I - LES MOUVEMENTS DE TERRAIN</u>	129
A - <u>Historique</u>	129
B - <u>Typologie</u>	133
1 - Solifluxion	133
a) Solifluxion sans dérangement morphologique	134
b) Solifluxion à ondulations, bourrelets ou griffures	134
2 - Glissements de terrain	136
a) Glissement des talus conglomératiques	136
b) Glissement des talus sableux	137
c) Glissement des talus argileux	137
3 - Coulées boueuses	138
4 - Reptation	139
5 - Conclusions	143

	<u>PAGES</u>
<u>C - Etude de quelques mouvements</u>	145
1 - Mesure de la cohésion apparente	146
a) Définition et intérêt	146
b) Essais réalisés	147
c) Résultats	149
d) Conclusions	149
2 - Calculs de stabilité	150
a) Solifluxion	150
b) Glissement de talus argileux	151
c) Glissement de talus sableux ou conglomératiques	154
 <u>CHAPITRE II - FACTEURS D'INSTABILITE</u>	 157
<u>A - Notions préliminaires</u>	157
1 - Mécanisme des mouvements de terrain dans les sols	157
2 - Comportement des argiles	158
a) Caractéristiques physico-chimiques des argiles	159
b) Variations des caractéristiques géotechniques des argiles	161
 <u>B - Les causes des mouvements</u>	 169
1 - Facteurs géologiques	163
a) Hétérogénéités géologiques	163
b) Evolution post-sédimentaire	164
2 - Facteurs hydrogéologiques	167
a) Les sources non captées	167
b) Nappes permanentes et nappes temporaires	169
c) Agressivité des eaux	170
3 - Facteurs climatiques	171
a) Les successions période sèche-période humide	171
b) Les successions gel-dégel	173
c) Pluies violentes et crues	174

	<u>PAGES</u>
4 - Facteurs anthropiques	175
a) Fuites de canalisations et bassins	175
b) Rejets	175
c) Terrassements et remblais	177
d) Déboisement	178
e) Labour	178
<u>CHAPITRE III - RISQUES ET MOYENS DE LUTTE</u>	179
A - <u>Carte des risques géologiques</u>	179
1 - Réalisation du document	180
2 - Définition et répartition des zones de risque	181
3 - Fiabilité du document	183
B - <u>Moyens préventifs et curatifs</u>	184
1 - Remèdes contre l'instabilité des versants	185
a) Prévision des mouvements	185
b) Modification des conditions hydrauliques	187
c) Consolidation des matériaux instables	190
d) Lutte contre la force érosive des cours d'eau	196
2 - Protection des routes	196
3 - Protection des constructions	199
a) Remarques concernant les bâtiments existants	199
b) Conseils à la construction	201
<u>SYNTHÈSE DES RÉSULTATS OBTENUS</u>	205
<u>CONCLUSION GÉNÉRALE</u>	211
<u>LISTE DES ILLUSTRATIONS</u>	213
<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	215
<u>ANNEXES</u>	IàVII

INTRODUCTION

Implanté loin des grands axes routiers et des zones industrialisées, la communauté agricole de Dionay, souffrant depuis de nombreuses années de l'émigration, était désireuse de s'assurer une promotion économique et sociale pour l'accueil de nouveaux résidents et par une meilleure utilisation des sols. L'existence de mouvements de terrain intéressant plus de 30 % du territoire communal constituait une entrave majeure au développement prévu. En 1977, répondant à l'appel du Maire, Madame BESSON (géologue à la D.D.A. de l'Isère) et Monsieur ANTOINE, constatèrent lors d'une visite le préjudice causé par des mouvements dont la nature et la gravité exactes étaient difficiles à apprécier a priori. Il fut donc décidé qu'une étude approfondie devait être entreprise. Il s'agissait, dans un premier temps, d'analyser ces manifestations d'instabilité et de cartographier leur extension exacte, pour ensuite définir les remèdes concevables et les possibilités d'aménagement.

D'autre part, depuis quelques années, le laboratoire de géologie appliquée de l'I.R.I.G.M.⁽¹⁾ se consacre à l'étude des formations régionales susceptibles d'infliger des désordres divers aux aménagements (gypses, varves, molasses, alluvions, etc...) et à la recherche de moyens de lutte nouveaux contre les mouvements de versants. La possi-

(1) Institut de Recherches Interdisciplinaires en Géologie et Mécanique.

bilité s'offrait ici de caractériser du point de vue géologique et géotechnique une partie des formations molassiques du Bas-Dauphiné, tout en utilisant les résultats obtenus pour la solution du problème des instabilités.

Les traits généraux de la géologie régionale avaient été définis par des travaux antérieurs dans lesquels les variations fréquentes de faciès au sein du remplissage molassique, tant latérales que verticales, étaient déjà soulignées. Par contre, en ce qui concerne les caractéristiques physiques des éléments détritiques et les paramètres géotechniques propres à chaque lithofaciès, les données manquaient presque complètement. Il importait donc, pour une première approche, de limiter l'étude à un territoire peu étendu, au niveau duquel une analyse fine des sédiments puisse être réalisée.

La commune de Dionay est donc intéressante, tant par la variété des terrains qui y sont représentés que par l'utilisation possible, pour une meilleure conception de l'aménagement, des données théoriques que l'on y recueille.

LE PLAN ADOPTE

Notre travail comprend trois parties :

- Dans la première, nous décrivons les données d'ensemble relatives au milieu naturel en nous attardant particulièrement sur celles qui peuvent influencer sur la stabilité des versants.

- Dans la seconde, sont rassemblées et analysées les caractéristiques géologiques (Chapitre I) et géotechniques (Chapitre II) des matériaux rencontrés sur la commune, chaque chapitre débutant par une énumération succincte des méthodes utilisées. Au chapitre III, nous insistons sur la complémentarité des approches géologique et mécanique et reprenons, sous une forme synthétique, les conclusions importantes de chacun des chapitres précédents.

- La troisième partie est consacrée à l'étude des mouvements de terrain et des risques naturels. Etude historique, typologique et mécanique tout d'abord (Chapitre I), puis recherche des facteurs d'instabilité (Chapitre II). Ceux-ci sont déduits des résultats d'un travail de cartographie et d'analyse systématique, d'enquêtes et de mesures effectuées sur le terrain, et conduisent à la carte des risques géologiques présentée

chapitre III. Dans ce même chapitre figurent diverses indications et des conseils pour l'aménagement futur, ainsi qu'un inventaire des procédés dont l'utilisation est envisageable pour la prévision, la prévention et le traitement des instabilités.

Avant de conclure, nous résumons les points et les hypothèses qui nous sont apparus les plus importants et signalons les lacunes qui subsistent au terme de notre étude.

Enfin, en annexe, figurent divers modes opératoires et un dossier cartographique regroupant plusieurs documents analytiques (cartes géologique, hydrogéologique, des instabilités et des pentes) et la carte des risques géologiques.

PREMIERE PARTIE

LE MILIEU NATUREL

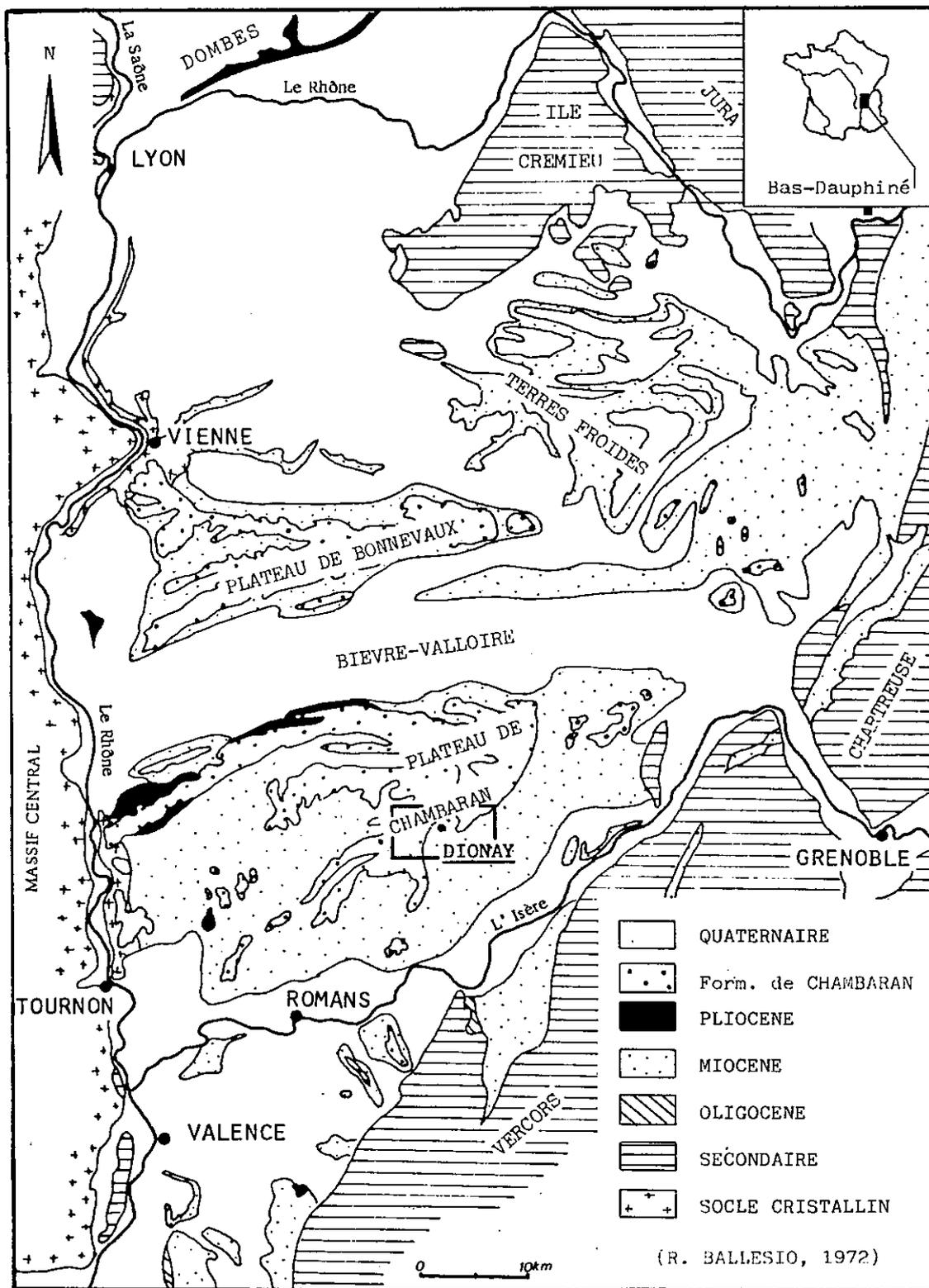


Figure 1 - La commune de Dionay dans son cadre géographique et géologique.

1 - SITUATION

Encadré par la Chartreuse et le Vercors au Sud-Est, le Massif Central à l'Ouest, et le Jura au Nord, le Bas-Dauphiné apparaît comme un vaste plateau entaillé par des rivières dont les eaux sont collectées par le Rhône et l'Isère.

La surface de ce plateau, dans l'ensemble peu élevé, s'abaisse régulièrement d'Est en Ouest : de 960 m pour le Baracuchet, point culminant oriental à 300 ou 400 m vers la vallée du Rhône.

Pour les géologues, il s'agit d'un bassin de piedmont dont le remplissage, essentiellement détritique, a été alimenté durant tout le Tertiaire par l'érosion des Alpes.

Aux confins des départements de la Drôme et de l'Isère, la commune de Dionay se situe au rebord méridional du Plateau de Chambaran, au sommet d'une rangée de hauteurs parallèle à la Basse-Isère (Fig. 1).

2 - MORPHOLOGIE GENERALE

En descendant de Roybon vers Saint-Antoine, nous quittons la surface du Plateau de Chambaran (aux alentours de la côte 600) pour entrer dans une zone de collines dont le relief arrondi et empâté évoque un façonnement glaciaire.

A l'Ouest du Col de la Madeleine, le ruisseau du Mouchet s'écoule dans une dépression qui semble "suspendue" par rapport à la moitié orientale de la commune nettement plus entamée par l'érosion. Cette dissemblance morphologique, que nous tenterons d'expliquer à la fin de notre étude géologique, n'est pas, ainsi que nous le verrons, le seul critère de différenciation entre les moitiés occidentale et orientale de la commune.

A Dionay, les cours d'eau s'écoulent vers le Sud ou vers l'Ouest en creusant de profondes entailles dans les terrains sablo-argileux tendres. Ce sont : le Furand avec ses affluents, le Pellalion, l'Essailon et le ruisseau des Sarrets ; le Sautinet et le Frison à la limite est ; enfin, le Mouchet et ses affluents à l'Ouest (Fig. 2).

3 - OCCUPATION DES SOLS

a) Habitat

Très dispersé, il est représenté par des fermes souvent plus que centenaires, édifiées pour la majorité selon la méthode traditionnelle du Bas-Dauphiné, avec les matériaux disponibles à proximité. Les murs, très épais, sont constitués de galets de quartzite souvent disposés de façon décorative, provenant de la surface du plateau, et cimentés par un liant à base de sables molassiques. Les fondations sont peu profondes.

Des constructions plus légères, et plus récentes (hangars, préaux) leur sont fréquemment accolées.

b) Végétation (Fig. 3)

Dans cette zone à forte population agricole, la forêt n'a subsisté que sur les sols les moins fertiles ou les pentes les plus inclinées. Elle recouvre pratiquement toute la partie haute de la commune dont le sous-sol est constitué par des glaises rouges à galets donnant des sols acides, "mouilleux", inabordables durant l'hiver. Les défauts de ces terrains ont valu son nom au plateau de Chambaran : "champ bon à rien". Dans les collines molassiques, la végétation arborescente se cantonne aux zones à forte pente : entailles de torrents et ressauts non cultivables ou pierreux.

En ce qui concerne l'agriculture, le fait marquant est le développement de la polyculture à élevage (J.F. DOBREMEZ, 1967). En effet, le phylloxera et certains gels violents ont réduit considérablement l'extension des Vignes et Noiseraies, bien représentées au début du siècle. D'autres facteurs interviennent également, qui expliquent le déclin progressif de la céréaliculture et de l'arboriculture : le relief assez tourmenté (les zones les plus plates ont généralement un sous-sol argileux), l'instabilité superficielle des terrains et la variation fréquente de leur nature d'un point à l'autre qui rendent difficile l'utilisation des machines agricoles. Ces difficultés accumulées rebutent les jeunes agriculteurs qui préfèrent s'installer plus bas dans la vallée.

Le paysage agricole de la commune peut donc être décrit de la façon suivante : une majorité de prairies et landes pâturées ou cultivées en fourrage, les zones les plus plates (généralement à sous-sol argileux) étant utilisées pour des plantations peu étendues de maïs, blé, colza, avoine ou orge, tabac ; enfin, très disséminés, quelques vergers à Noyer, Pommier ou Poirier.

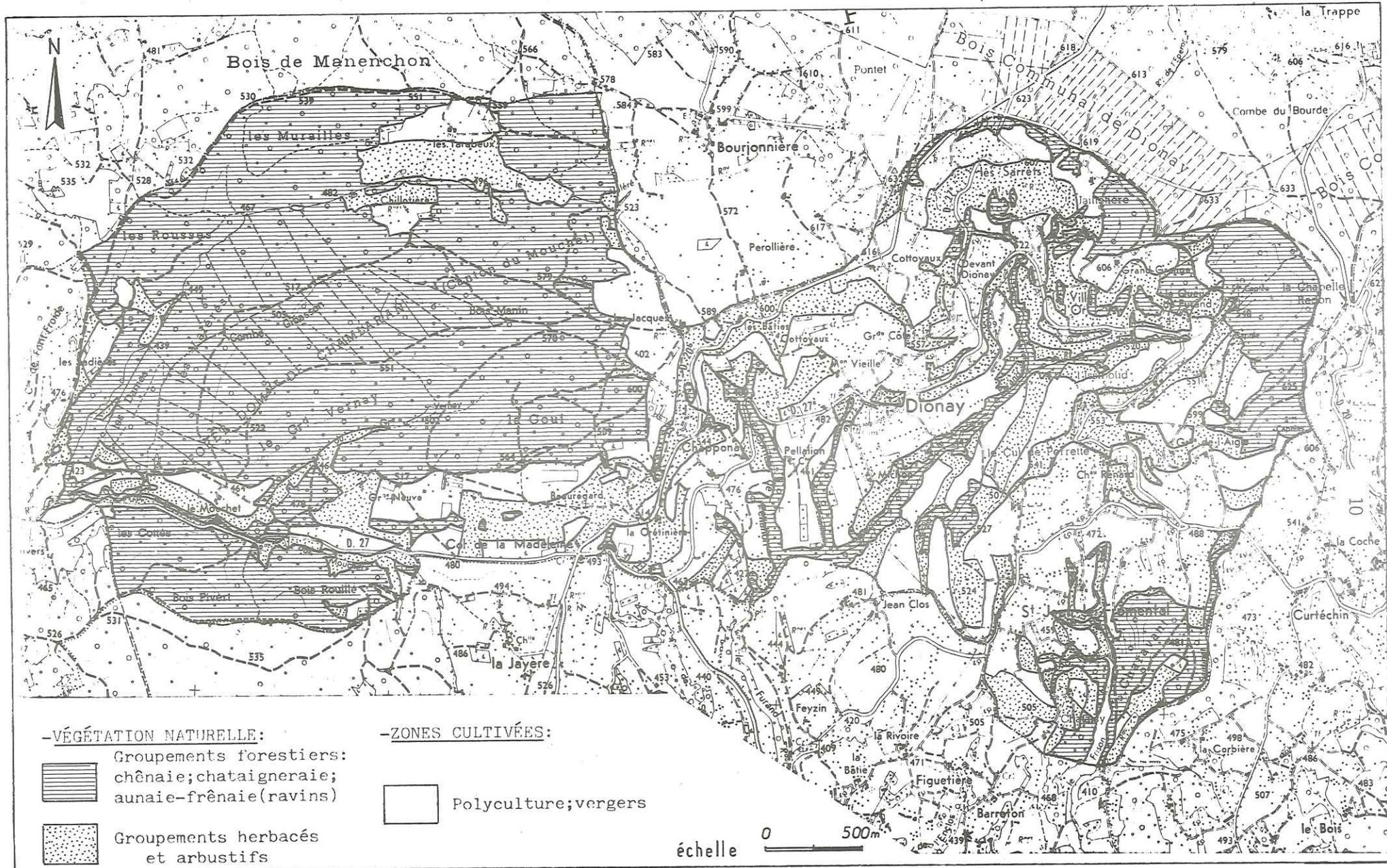
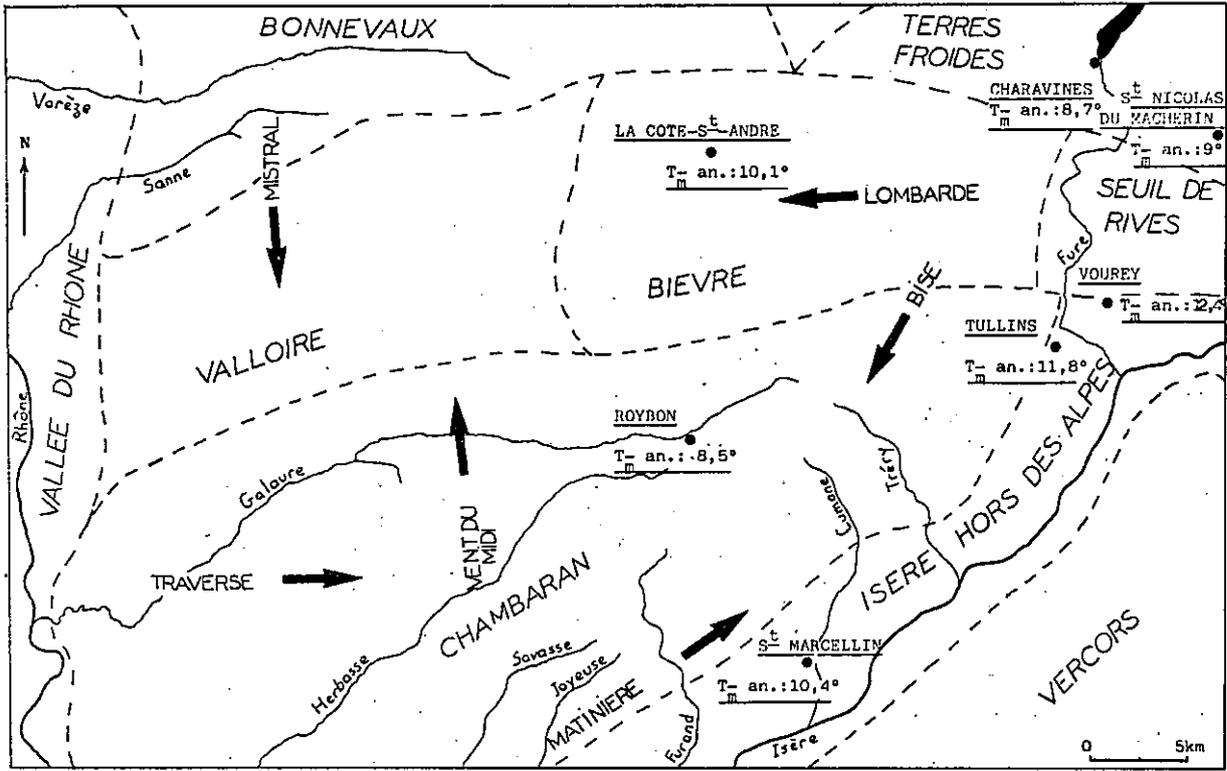


Figure 3 - Carte (simplifiée) de la végétation.



(J. PORTECOP, 1967)

Figure 4 - Vents et températures moyennes dans la partie méridionale du Bas-Dauphiné.

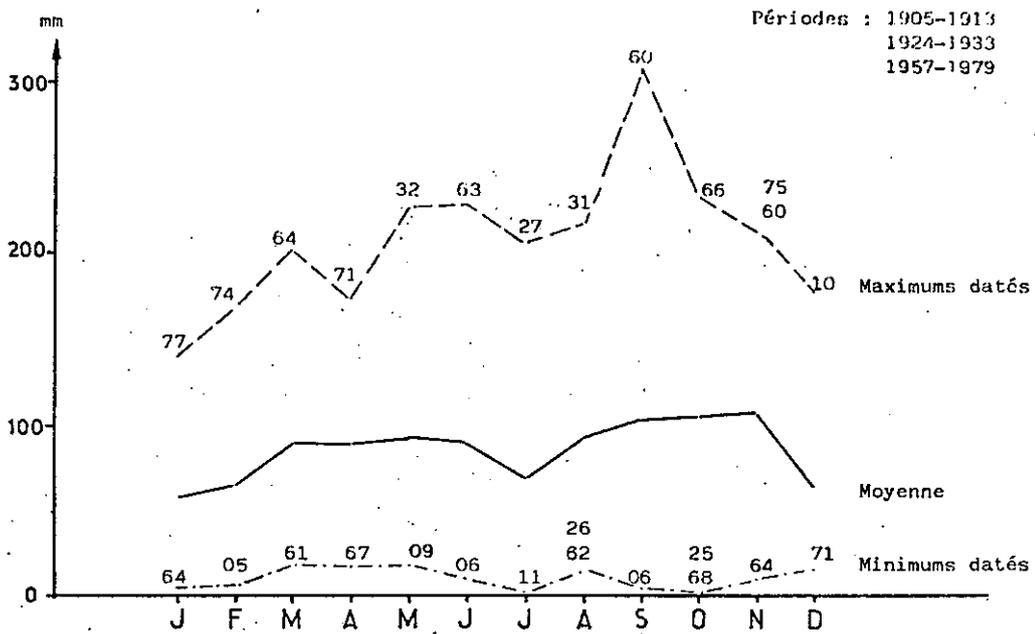


Figure 5 - Hauteurs mensuelles des précipitations à la Trappe de Chambaran.

tel-00574890, version 1 - 9 Mar 2011

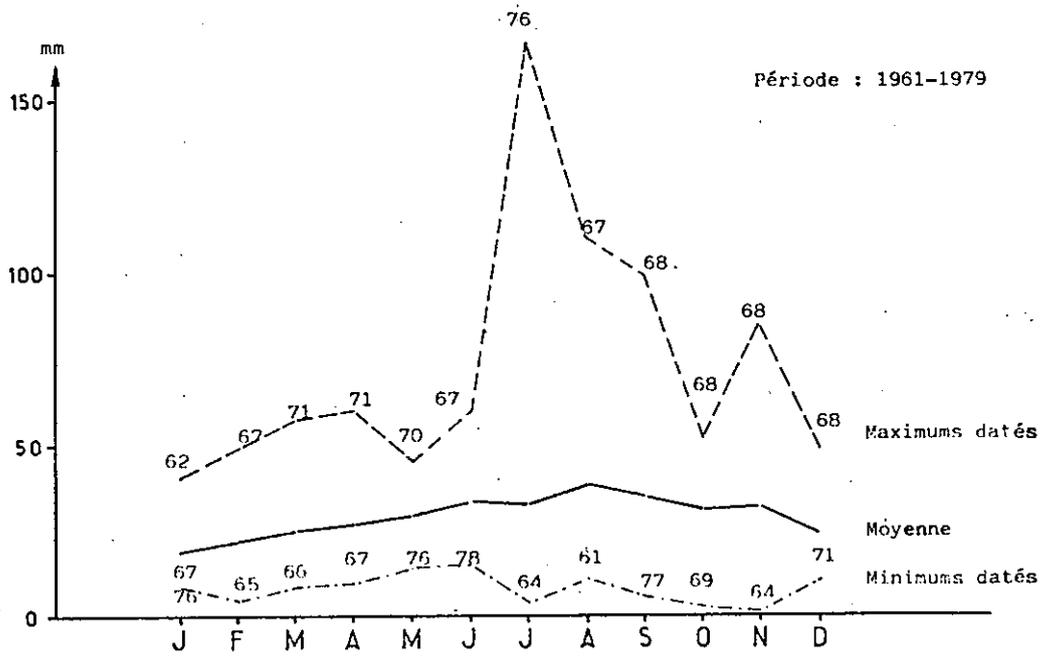


Figure 6 - Hauteurs maximales de précipitation en 24 heures à la Trappe de Chambaran.

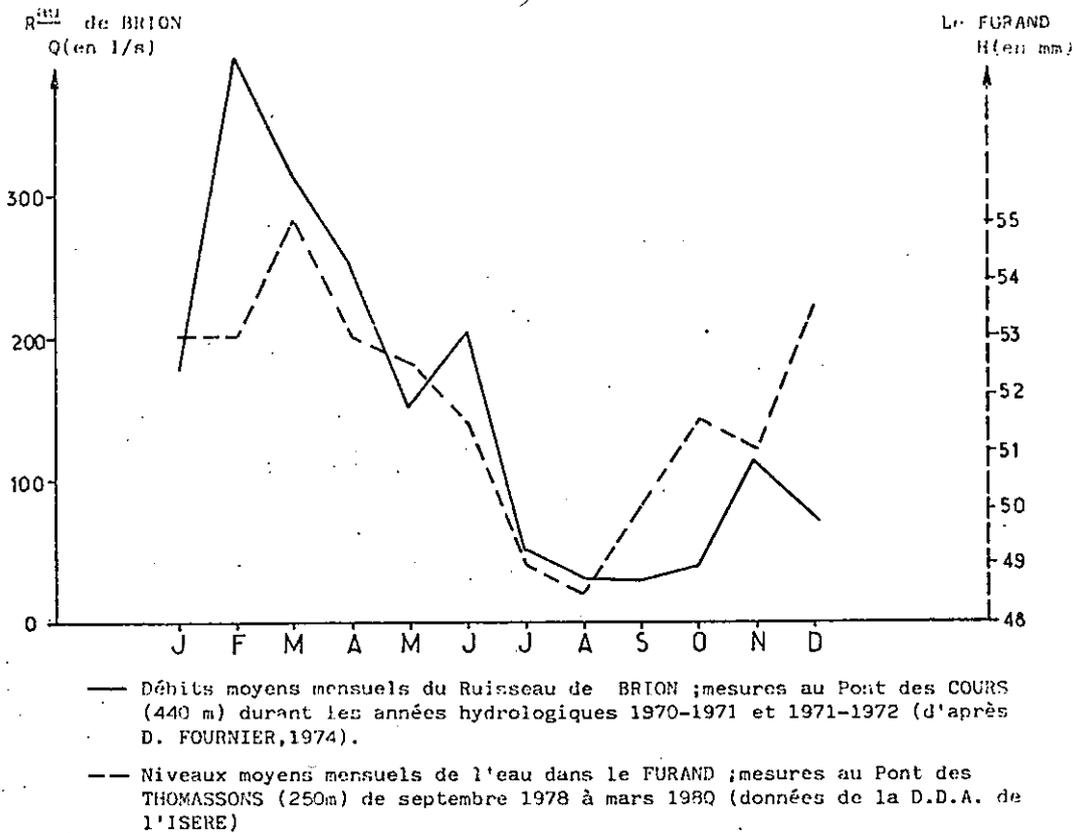


Figure 7 - Débits d'écoulement comparés du Furand et du R^{au} de Brion.

4 - CLIMAT

De climat tempéré, le Bas-Dauphiné constitue un secteur limite où s'affrontent les masses d'air d'origine atlantique et méditerranéenne. Les conditions climatiques y sont dans l'ensemble peu variées car les différences d'altitude sont faibles (étage collinéen). La commune de Dionay occupe toutefois une position particulière, en bordure de la dépression de l'Isère et à proximité du Vercors. Ceci explique la rigueur des hivers, les précipitations assez importantes et le régime particulier des vents, étroitement lié au relief local.

a) Les vents (Fig. 4)

Les seules mesures précises ont été effectuées à la station météorologique de Grenoble-Saint-Geoirs depuis 1968. A l'échelle régionale, les vents dominants sont de secteur nord (Bise, Mistral) ou ouest à sud-ouest (Traverse, Matinière). Les premiers sont relativement secs, avec des maximums d'intensité en hiver et en été, les seconds sont à l'origine des pluies abondantes du printemps et de l'automne, et de certaines "trombes d'eau" estivales.

Le vent d'Est (Lombarde), assez sec, est canalisé dans la Bièvre-Valloire à la sortie de la Cluse de l'Isère et reste donc peu violent dans la Basse-Isère.

Le Vent du Midi, enfin, souffle très irrégulièrement et peut, selon les cas, amener la sécheresse ou des orages durant l'été.

A l'échelle locale, le vent accélère le phénomène d'évapotranspiration. De ce point de vue, la cuvette de Dionay semble relativement abritée par rapport aux parties de la commune situées à l'Ouest du Col de la Madeleine ou en bordure nord (rebord du plateau).

b) Les températures (Fig. 4)

Là encore, les données locales manquent. Diverses études ont été menées depuis 1940 par la Météorologie Nationale en diverses stations : Saint-Marcellin, Saint-Geoirs, Sommet du Plateau du Chambaran.

Dans le secteur qui nous intéresse, la température moyenne annuelle se situe entre 9 et 10°C. Le mois le plus froid est janvier avec une moyenne d'environ 1°, juillet est le plus chaud avec une moyenne de 20°. Les températures remontent rapidement à partir d'avril et chutent également brusquement à partir d'octobre.

On note entre quatre-vingts et cent jours de gelée par an.

c) Les précipitations

Dans ce domaine, des levés journaliers sont effectués depuis 1905 (avec quelques périodes d'interruption) à la Trappe de Chambaran, à proximité de la limite nord-est de la commune. Les figures 5 et 6 indiquent les moyennes mensuelles de précipitations et les tranches maximales de précipitations tombées en vingt-quatre heures.

La moyenne des précipitations annuelles est actuellement de 1.100 mm, elle semble avoir augmenté depuis le début du siècle. L'automne est la saison la plus arrosée, suivie par le printemps. L'été et l'hiver représentent deux périodes de "creux". Des phénomènes plus ponctuels ou plus épisodiques viennent cependant troubler cette régularité. Aussi, certaines années ont eu un hiver exceptionnellement pluvieux (1978, 1977, 1971, 1969, 1964, etc...). D'autre part, les hauteurs de précipitations journalières sont maximales en août, juillet et septembre (orages violents de 1976, 1975, 1971, 1968, 1967, 1917, etc...).

En outre, entre le 15 juillet et le 15 août, se situe généralement une période de sécheresse reconnue par les agriculteurs auxquels elle pose des problèmes de fenaison.

On observe enfin moins de dix jours de neige par an.

5 - HYDROLOGIE

Apparaissant en bordure de la surface du plateau qu'ils dissèquent, les ruisseaux de la commune s'écoulent selon deux directions remarquables N-S et NE-SW. Après un court trajet, ils s'encaissent rapidement et profondément en atteignant les replats de la commune à sous-sol sablo-argileux tendre.

L'étude des débits sortant du cadre de notre travail, nous indiquerons simplement ici quelques conclusions, quant au régime des ruisseaux de Dionay, que nous avons pu tirer d'observations personnelles et de l'analyse des jaugeages journaliers effectuées par la D.D.A. de l'Isère sur le Furand et par D. FOURNIER (1974) sur le Haut-Rival (Fig. 7).

Les débits varient étroitement comme les précipitations lors des maximums en mars et en juin, plus rarement en janvier ou en novembre. L'étiage estival se situe en août-septembre.

Dans un bassin versant bien défini, l'étude de la liaison averses-crues permet d'apprécier l'évolution de la saturation des sols. Cette étude a été menée dans le bassin expérimental de Brion par FOURNIER et nous reprendrons ses conclusions concernant les variations annuelles des réserves dans des terrains molassiques très semblables à ceux de Dionay :

- Tout au long de l'année, sauf au début de l'automne, l'humidité des sols reste assez élevée. Les mesures de teneurs en eau que nous avons pu effectuer à diverses époques (octobre et mai) nous ont confirmé ce fait. Cette humidité permanente doit être attribuée à la finesse des sables et à la présence de nombreux niveaux argileux intercalés.

- Après un relatif ressuyage estival des sols, le degré d'humidité croît à partir de novembre et atteint une valeur maximale dès janvier. Durant l'hiver et le printemps, de très faibles précipitations provoquent une réaction d'écoulement quasi-immédiate.

- D'août à octobre, enfin, les caractéristiques des pluies interviennent davantage : en particulier, le seuil de précipitation susceptible d'entraîner une augmentation des débits (précipitation limite d'écoulement) est plus élevé.

Il s'agit donc d'un régime exclusivement pluvial. Les crues importantes sont très brutales et accompagnent les fortes pluies. Elles peuvent se produire aussi bien à l'occasion de violents orages estivaux qu'en hiver ou au printemps lorsque la saturation des terrains est maximale.

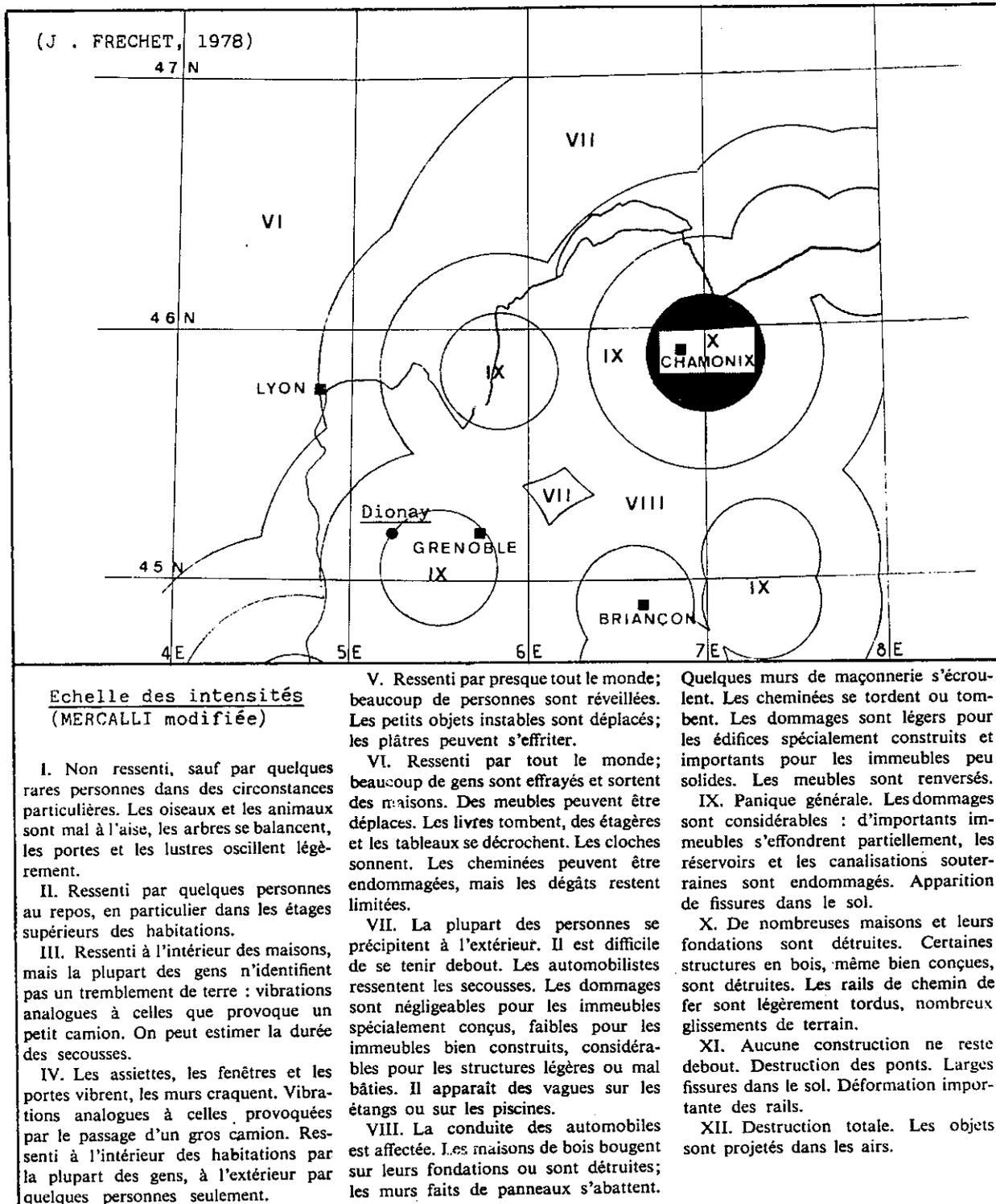


Figure 8 - Intensité sismique maximale possible dans le Bas-Dauphiné.

6 - SISMICITE

La sismicité du triangle Bas-Dauphinois est faible. Quelques épicentres ont pu être localisés historiquement (entre 1800 et 1970) dans une région située entre La Côte-St-André et St Jean-de-Bournay. Ils correspondent à des séismes rares et de faible intensité (maximum 6).

Dans le secteur de Dionay, il faut redouter bien davantage l'effet d'éventuels séismes dont les épicentres seraient localisés dans la vallée de l'Isère ou dans la moitié nord du Vercors. Par le passé, ceux-ci se sont déjà produits, avec des intensités quelquefois assez élevées.

Dans sa thèse sur la sismicité du Sud-Est de la France, J. FRECHET (1978) a recensé l'ensemble de ces séismes historiques et, après un tri minutieux a établi une carte des intensités maximales possibles dans cette région. La figure 8 représente une partie de cette carte, accompagnée de la définition des différents degrés d'intensité selon l'échelle de Mercalli modifiée.

Nous constatons que pour la commune qui nous intéresse, l'intensité sismique peut atteindre le degré IX, de façon bien évidemment tout à fait exceptionnelle. Or, c'est lorsque l'intensité atteint VIII que peuvent se produire des mouvements de terrain et des dégâts importants aux constructions peu armées.

DEUXIEME PARTIE

LES CARACTERISTIQUES DES TERRAINS

CHAPITRE I

ÉTUDE GÉOLOGIQUE

A - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

Dans le seul but de permettre au lecteur de replacer les formations dont il va être question plus loin dans leur cadre régional, nous allons en quelques lignes retracer l'évolution du Bas-Dauphiné depuis le Néogène (d'après J. PERRIAUX, 1976 ; G. DEMARÇQ, 1970 ; R. BALLELIO, 1972 ; F. BOURDIER, 1961).

- Au Burdigalien, le sillon périalpin s'individualise pour la première fois. Un bras de mer apparaît à l'emplacement des rebords occidentaux du Vercors et de la Chartreuse. Il s'y dépose une molasse marine à *Pseudopecten praescabriusculus* (Fig. 10).

- Au Vindobonien, la transgression mésogène s'accroît et la mer envahit toute la vallée du Rhône et le Bas-Dauphiné, formant un bassin molassique où se déposent :

. à l'Helvétien inférieur : des sables gréseux marins à *Crassostrea crassissima* et, plus à l'ouest, les "Argiles de Saint-Lattier", elles aussi marines.

. à l'Helvétien supérieur et au Tortonien inférieur : des sables de plus en plus littoraux et fossilifères. Ce sont les "Sables de Saint Donat", marins, puis les "Sables de Montchenu", littoraux, et enfin, les "Sables à *Nassa michaudi*" (ou "Sables de Tersanne" ou encore d'"Heyrieux"), littoraux-saumâtres.

. au Tortonien supérieur : des marnes et sables continentaux à *Megalotachea delphinensis* puis les "Conglomérats de Toutes-Aures" dont les éléments proviennent de l'érosion des reliefs alpins.

Lorsque l'on se déplace vers l'Est, les sédiments vindoboniens deviennent plus grossiers et la puissante formation des "Conglomérats de Voreppe" envahit toute la série à l'Est de Tullins. Ceux-ci représentent le delta miocène de l'Isère dans la dépression molassique (Fig. 10).

- Entre le Miocène et le Pliocène, à la phase de sédimentation grossière succède une phase de creusement durant laquelle apparaît la ria rhodanienne qui pousse quelques ramifications vers Valence et dans la Bièvre (Fig. 10).

- Au Pliocène inférieur, la mer envahit et déborde la ria et des argiles marines bleues se déposent.

- Le Pliocène supérieur correspond à une époque de régression, dont le début est marqué par le dépôt des argiles et marnes lacustres de Hauterives et qui se poursuit avec l'apparition des sables puis des conglomérats continentaux de Lens-Lestang dont l'extension réelle est mal connue.

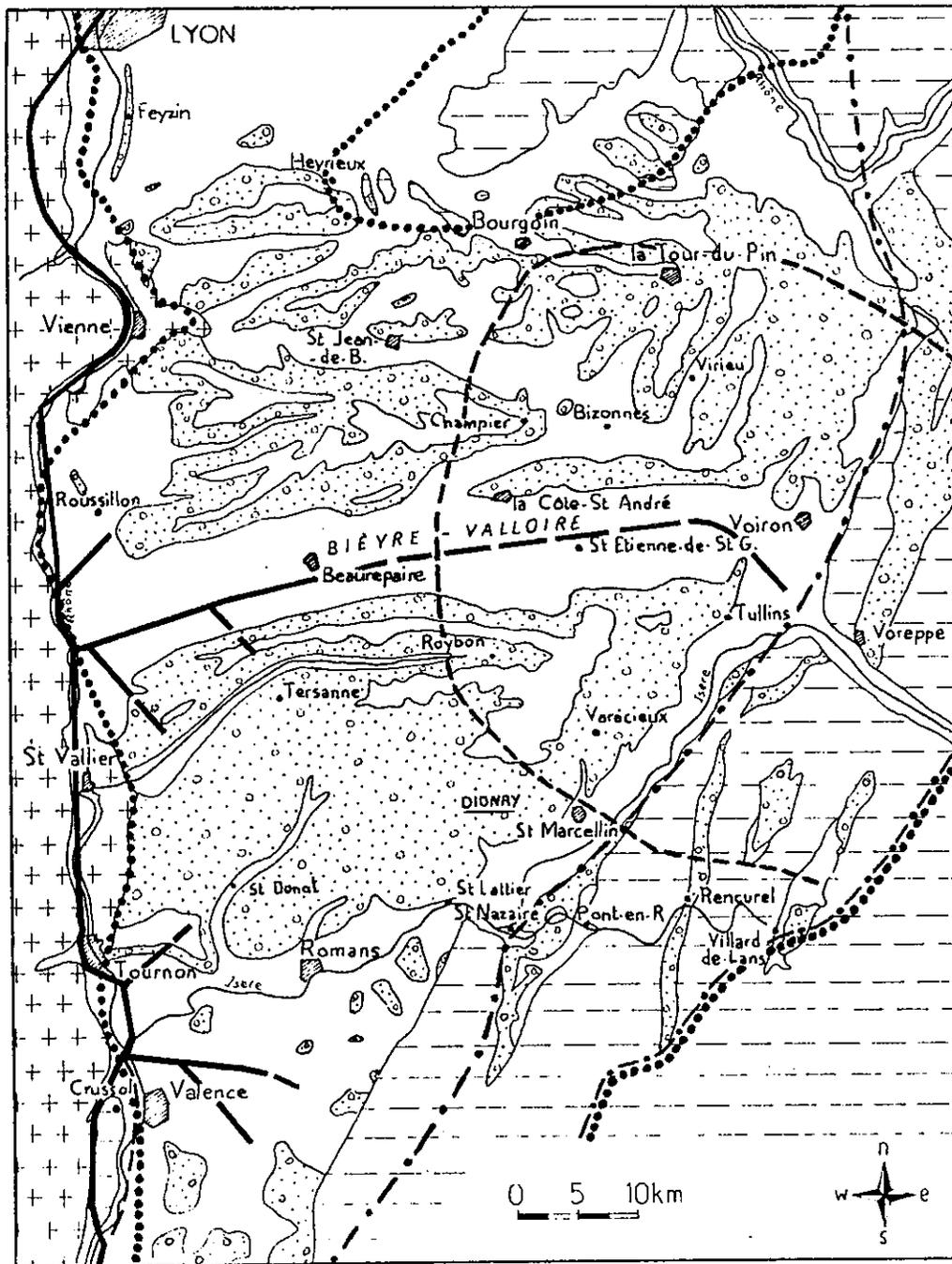
Au sommet des plateaux de Chambaran et Bonnevaux, les terrains miocènes et pliocènes sont recouverts par la Formation de Chambaran. Il s'agit d'un conglomérat à matrice rouge essentiellement argileuse emballant une grande quantité de galets de quartzites qui peuvent atteindre d'assez fortes dimensions. Le mode de mise en place et l'origine de cette formation restent très controversés, les diverses hypothèses émises étant les suivantes :

- DEPERET, DOUXAMI et KILIAN la considèrent comme le résultat de l'épandage de cônes fluvioglaciaires bordant une calotte de glace couvrant les Alpes à la fin du Pliocène.

- CHAUMONT, en 1956, évoque de gigantesques coulées boueuses liées à des phénomènes de débâcles périglaciaires.

- CAILLEUX a pensé à une possibilité de transport des éléments par des glaces flottantes, à l'occasion de débâcles importantes.

- L'hypothèse la plus récente (MONJUVENT, 1976) interprète les "glaises à galets" comme un résidu d'altération des épandages caillouteux de la fin du Miocène et du Pliocène.



- 0 --- Limite de la mer au Burdigalien
- 0 --- Limite de la mer à l'Helvétien
- - - - - Extension approximative du Delta de Voreppe
- Réseau hydrographique prépliocène
- 0 ---
- + + + Substratum primaire et secondaire
- • • Sédiments tertiaires
- Limons quaternaires et alluvions

(d'après J. BOCQUET ,1966)
 G. DEMARCQ ,1970)
 R. BALLELIO ,1971)

Figure 10 - Evolution paléogéographique du Bas-Dauphiné durant le Néogène.

De toutes les façons, quels que soient l'origine et l'âge de l'altération qui a donné naissance à ce faciès, un fait semble acquis : au début du Quaternaire, la surface du Bas-Dauphiné dessinait la topographie d'un vaste cône à faible pente centré sur le débouché de la Cluse de l'Isère (MONJUVENT, 1969). Une phase de creusement a ensuite permis, au cours du Villafranchien, l'ébauche des vallées actuelles de la Bièvre et de l'Isère.

Au Quaternaire, la surface des plateaux a été altérée et couverte de loess au Villafranchien (ceux-ci ont donné par décalcification les "Limon jaunes des plateaux").

Les dépôts morainiques ne se rencontrent qu'au fond des vallées envahies et aménagées par les glaciers de piedmont.

B - TECHNIQUES D'ETUDE

Afin de ne pas alourdir le texte à l'excès, nous indiquerons succinctement dans ce paragraphe les méthodes et le matériel utilisés pour mener cette étude géologique. En annexe figurent un résumé des modes opératoires employés et les références d'ouvrages dans lesquels les méthodes sont décrites en détail.

1 - CARTOGRAPHIE ET PHOTOS AERIENNES

Le relief peu accidenté et surtout la très forte couverture végétale masquant une grande partie du territoire de la commune expliquent la rarété des affleurements. Un levé géologique détaillé à l'échelle du 1/10 000 a néanmoins été exécuté. Il faut souligner que le dessin de la carte géologique interprétative ci-jointe a été facilité par l'emploi des moyens de reconnaissance mécaniques et géophysiques.

D'autre part, l'étude de la morphologie de détail, tant sur le terrain qu'à partir de photos aériennes, a constitué un complément très important. Ceci se comprend aisément si l'on tient compte de ces deux observations :

- La disposition des couches est pratiquement horizontale ;
- Les différents matériaux présentent des contrastes nets de dureté, donnant des talus à pentes bien différenciées.

Les documents utilisés sont les suivants :

- Fond topographique : les cartes I.G.N. Beaurepaire n° 5-6 et 7-8 au 1/25 000 agrandies au 1/10 000.
- Photographies aériennes : mission I.G.N. de 1956 en noir et blanc panchromatique au 1/25 000 environ et mission I.G.N. de 1970 en infra-rouge noir et blanc au 1/15 000 environ.

2 - SEDIMENTOLOGIE

Les objectifs qui ont guidé le choix effectué parmi les techniques sédimentologiques sont les suivants :

- Obtenir des renseignements sur les agents de transport, les milieux de dépôt et les climats existants lors de la sédimentation, ceci afin de cerner au mieux l'évolution paléogéographique du secteur étudié.
- Déterminer certaines caractéristiques des éléments constitutifs des sédiments qui peuvent influencer sur leur comportement mécanique : taille, forme, état de surface, nature minéralogique et chimique.

Les études ont été menées à différentes échelles.

a) A l'échelle de l'affleurement

a.1. Analyse séquentielle

- Lithologie et variations d'épaisseurs des rythmes sédimentaires.
- Variations d'épaisseur des formations.

a.2. Etude des litages

a.3. Etude des figures de sédimentation

a.4. Etude de la taille, de la forme, de la nature pétrographique des galets des conglomérats (voir Annexe I)

- Granulométrie linéaire sur affleurement.
- Morphométrie des galets.
- Comptage pétrographique.

b) A l'échelle de l'échantillon

b.1. Granulométrie par tamisage

Tamisage à l'eau d'échantillons sableux ou argileux sur une série de tamis de norme AFNOR. L'échantillonnage se pratique toujours de façon très localisée sur des coupes rafraichies.

b.2. Sédimentométrie des fractions inférieures à 0,04 mm

Nous avons eu recours à la méthode densimétrique (voir Annexe I).

Les pourcentages obtenus par cette méthode ne sont pas aussi précis que ceux qui résultent d'un tamisage classique. En effet, la séparation des particules élémentaires est généralement moins bien réalisée et d'autre part, on assimile la vitesse de sédimentation de particules de forme quelconque (souvent en paillettes) à celle de particules sphériques de taille équivalente.

b.3. Morphoscopie et exoscopie des quartz

L'aspect de grains de quartz a été étudié selon la méthode proposée par L. LE RIBAUT en 1975 (Voir Annexe I).

Le microscope électronique utilisé est un appareil de marque CAMEBAX se trouvant au Laboratoire de Zoologie de l'Université de Grenoble. Il permet des grossissements pratiques de l'ordre de X 5000 en balayage avec un bon pouvoir de résolution.

L'observation des caractères superficiels des quartz (traces d'usure, dépôts divers), permet de reconstituer l'histoire du sédiment.

b.5. Analyse minéralogique des fractions fines aux rayons X (voir Annexe I)

La diffraction des rayons X permet de déterminer la composition de la fraction des sédiments inférieure à deux microns. L'échantillon étant au préalable débarrassé des carbonates, de la matière organique et de toutes les substances chimiques qui pourraient donner des raies parasites, le diffractogramme fournit essentiellement une analyse des argiles.

La connaissance de la composition en argiles des sédiments permettra d'apprécier les conditions climatiques régnant durant le cycle érosion-transport-sédimentation, ainsi que le type de milieu dans lequel se sont effectués les dépôts (G. MILLOT, 1964).

b.6. Carbonatimétrie (voir Annexe I)

Pour chaque échantillon, trois essais ont été réalisés :

- Deux à l'aide du Calcimètre BERNARD donnant la teneur globale en carbonates.
- Un à l'aide du manocalcimètre enregistreur fournissant la teneur en calcite (Ca CO_3) et la teneur en dolomite $\text{Ca Mg (CO}_3)_2$.

Ces essais triples ont permis de comparer les résultats fournis par les deux appareils. Le manocalcimètre s'est révélé plus précis et plus fiable. En effet, lorsque l'on effectue une série de plusieurs mesures au Calcimètre BERNARD, on observe fréquemment une surévaluation de la valeur réelle allant croissant au fil des essais. Ceci est confirmé par les mesures d'étalonnage réalisées avec de la calcite pure en début et en fin d'utilisation de l'appareil.

3 - PALEONTOLOGIE

Les quelques associations de fossiles découvertes sont surtout intéressantes comme marqueurs écologiques.

Nous avons utilisé la technique des lavages-tamisages (voir Annexe I).

4 - SONDAGES MECANIQUES ET GEOPHYSIQUES

Ces moyens d'investigation complémentaires ont été d'un grand secours pour préciser la géologie dans cette zone très couverte par la végétation.

a) Sondages à la tarière mécanique (voir Annexe III)

Grâce à la tarière mécanique VERSADRILL montée sur camion UNIMOG de l'I.R.I.G.M. des forages d'un diamètre de 100 mm ont pu être poussés jusqu'à 10-15 mètres de profondeur (ceci dans les formations non caillouteuses). Ainsi, nous avons pu, entre autres prélever divers échantillons et vérifier dans certains cas l'exactitude des données de la prospection géophysique.

b) Sondages sismiques

Quelques sondages en sismique-réfraction ont été réalisés au moyen d'un appareillage léger de type BISON (voir Annexe II).

Du fait de fortes variations individuelles des caractéristiques sismiques des niveaux (voir au paragraphe "caractéristiques géophysiques des terrains") et du faible contraste de vitesses entre sables et argiles, la sismique-réfraction s'est révélée mal adaptée à une recherche systématique des niveaux argileux en profondeur. Ce type de prospection ne s'est pas non plus montré efficace pour la recherche des zones glissées car du point de vue des vitesses de propagation des ondes, les terrains remaniés ne se distinguent pas assez des terrains intacts.

c) Sondages électriques

Nous avons employé un appareillage BEVAC, en utilisant le dispositif SCHLUMBERGER avec des longueurs de ligne de 100 à 200 mètres.

Si celles-ci n'ont pas été prolongées davantage, cela tient d'une part aux limitations de l'appareil et, d'autre part, au but visé qui était de mettre en évidence la présence de couches argileuses dans le sous-sol, de connaître leur épaisseur et leur

profondeur. Or, ces couches étant très conductrices (résistivité de 15 à 30 ohms-mètres) et d'épaisseur relativement faible, il est apparu à l'usage que dans un empilement de couches argilo-sableuses, seule la couche d'argile la plus superficielle apparaissait distinctement lors des sondages.

Eu égard au but recherché, la méthode s'est révélée fiable et la prospection a donc été étendue systématiquement à de nombreux replats de la commune (voir Annexe III).

Interprétation des sondages

Nous avons voulu éprouver la validité de trois méthodes de dépouillement en comparant les épaisseurs obtenues à l'aide de chacune d'entre elles avec les puissances réelles déterminées en sondage ou sur un affleurement proche. Il s'agit des méthodes proposées par BHATTACHARYA et PATRA (1968), par KOEFOED (1960) et par le B.R.G.M. (inédit), basées toutes trois sur l'utilisation d'abaques et de courbes pré-calculées.

La description de ces modes de dépouillement, les remarques suggérées par leur utilisation pratique, ainsi que les résultats du test comparatif effectué figurent en annexe.

Dans la grande majorité des cas, c'est la méthode de KOEFOED qui fournit les valeurs d'épaisseur les plus exactes. Dans tous les cas, les valeurs obtenues par cette méthode restent assez proches de la réalité. C'est donc elle que nous avons utilisé pour le dépouillement de l'ensemble de nos sondages.

C - APPORTS DE CHAQUE METHODE

1 - DESCRIPTION DES TERRAINS

Les différents terrains affleurant dans la commune sont ici décrits dans l'ordre de leur dépôt. Leur désignation correspond à celle qui figure dans la légende de la carte géologique interprétative au 1/10 000.

- Sables molassiques littoraux

Sables beiges ou gris, quelquefois bleutés ou verdâtres. A l'affleurement, des passées sableuses grossières, plus ferrugineuses, montrent une teinte ocre.

Litage entrecroisé avec des chenaux de dimensions pluricentimétriques à plurimétriques, à orientations et concavités très variables indiquant l'action de courants de force et de direction changeantes. La base des chenaux est remplie de sables plus grossiers ou localement soulignée par un fin liséré marneux (remaniement de fins de rythmes). De façon très locale, le litage peut être plan-parallèle ou absent. On a sans doute affaire, alors, à des sables déposés entre les chenaux ou épandus à partir de fissures ou de glissements affectant les berges des chenaux (H.G. READING, 1978).

Les sables les plus fins sont fréquemment grésifiés, avec un ciment essentiellement calciteux. Les tablettes ou dalles monoclinales d'épaisseur centimétrique formées par ces indurations s'associent localement pour constituer de véritables "bancs durs" dont la puissance peut atteindre 80 cm (voir les coupes du Furand et du Pellalion) et qui se suivent sur d'assez longues distances. Ces niveaux gréseux ont été comparés par G. LATREILLE, en 1969, aux "grès de plage" que l'on rencontre en milieu littoral dans les mers chaudes actuelles et dont le mode de formation reste incomplètement expliqué. On peut toutefois invoquer l'existence de zones où l'accalmie des courants permet le dépôt de sables fins au sein d'une boue carbonatée. Il arrive parfois que ces grès molassiques affectent des formes beaucoup plus capricieuses, "en cigare", en "boules", ou même qu'ils soient replissés. Cela peut encore s'expliquer par le remaniement des dalles gréseuses sous l'effet du courant même qui a stoppé la sédimentation carbonatée (Fig.11).

Vers le haut de la formation, le sable devient dans l'ensemble plus grossier et certains niveaux se chargent en nodules marneux soulignant le litage. Des lentilles caillouteuses apparaissent (à éléments surtout calcaires ou siliceux de faible taille). Elles contiennent fréquemment des galets marneux jaunes entourés d'un liséré ferrugineux rougeâtre, qui peuvent être riches en coquilles de mollusques. Des veinules ferrugineuses y soulignent le litage.

Ces sables à faciès littoral s'observent dans les ravins du Furand, du Pellalion, de l'Essailon et du Frison jusqu'à la côte 435-440.

- Lentilles conglomératiques du Sautinet

A la limite est de la commune, ces terrains se rencontrent entre les cotes 435 et 440 dans les berges du Sautinet au Sud-Est de Saint-Jean-Le-Fromental.

Il s'agit de lentilles d'extension pluridécamétrique, nettement isolées au milieu des sables molassiques, d'un conglomérat polygénique à galets arrondis essentiellement calcaires et siliceux, associés à des rares radiolarites, quartz filoniens, quartzites, roches cristallines et "roches vertes". Ces cailloux sont de taille modeste (maximum 14 cm). Les calcaires sont fréquemment cupulés.

La matrice est constituée par un sable gris ou ocre assez peu induré. Quelques rares passées purement sableuses au sein des conglomérats montrent des indurations locales en grès à ciment calcaire.

Le litage entrecroisé apparaît assez nettement et révèle des amplitudes de ravinement vertical assez fortes.

Dans chaque lit, existe un granoclassement constant des galets ou des sables.

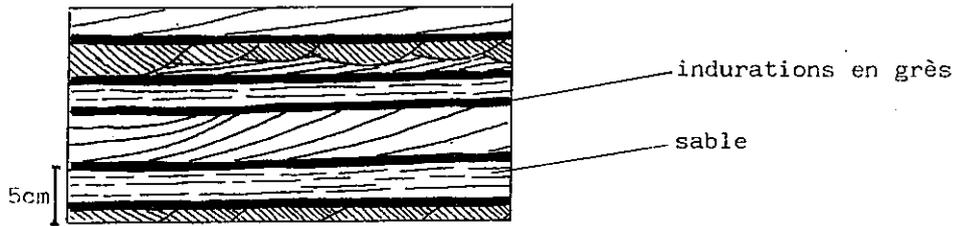
- Sables molassiques continentaux à niveaux argilo-sableux

D'aspect beaucoup plus homogène que les sables littoraux, ils apparaissent bruns ou gris en affleurement et gris à bleus en sondage.

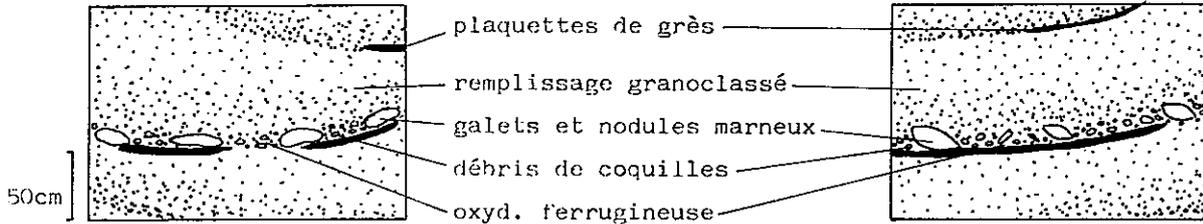
Le litage est entrecroisé en vastes chenaux plurimétriques à concavité moyennement à peu accentuée. Ce litage est fréquemment souligné soit par de minces bancs gréseux, soit par de minces passées caillouteuses dans lesquelles seules figurent des débris et une macrofaune peu abondante. Les graviers y sont essentiellement siliceux, mais aussi calcaires ou cristallins, d'une taille de quelques millimètres à trois ou quatre centimètres. On rencontre fréquemment, associés à ces passées grossières, des galets marneux mous jaune-verdâtre, contenant souvent des débris de coquilles de mollusques. (Fig. 11).

C'est au sein de cette formation que nous avons pu mettre en évidence plusieurs niveaux argileux ou marneux (selon la teneur en calcite) dont l'épaisseur est variable pour un même niveau et d'un niveau à l'autre.

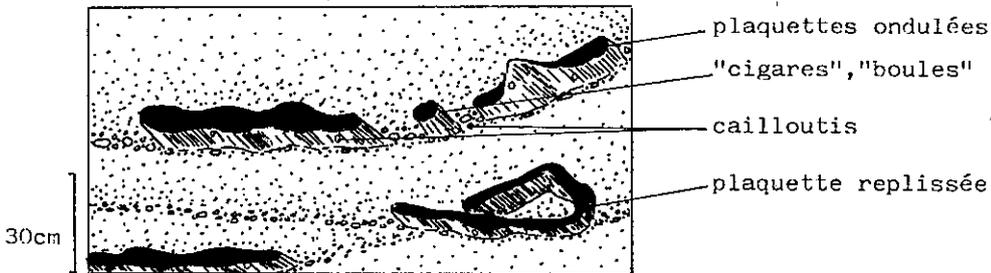
Ces couches sont généralement de teinte gris-bleuté ou jaunâtre (riches en fer), quelquefois violacée ou noirâtre (riches en matière organique), voire même beige ou blanche. Ces couleurs peuvent d'ailleurs se succéder ou alterner au sein d'un même niveau. Ceci est sans doute lié à des changements climatiques puisque les variations de teintes s'accompagnent souvent de légères variations de granularité.



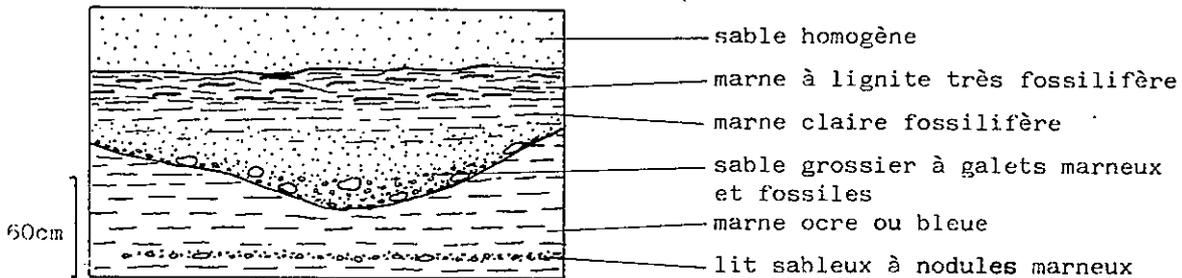
SABLES LITTORAUX: alternance de litages plan, incliné et entrecroisé



SABLES CONTINENTAUX: figures à la base des chenaux



SABLES CONTINENTAUX: aspects particuliers des indurations gréseuses



MARNES LACUSTRES: remaniement local du toit

Figure 11 - Quelques figures sédimentaires observées dans les formations molassiques.

Aux argiles les plus foncées sont associés des débris végétaux ferruginisés ou même de véritables fragments ou bancs de lignite. Les niveaux les plus clairs, sans doute les moins oxydés, se sont révélés quant à eux, les plus riches en microfaune.

Le contact avec les sables est fréquemment ondulé, mais toujours tranché, franc, avec souvent des galets mous de remaniement et de nombreux fossiles juste au-dessus de la limite supérieure de l'argile. (Fig. 11).

Vers le haut (lorsqu'on approche de la base des conglomérats sus-jacents), les argiles deviennent plus fréquemment de teinte rousse ou rouge, sans plus aucun fossile. Dans le même temps, les sables continentaux se chargent progressivement de niveaux conglomératiques et présentent à nouveau de nombreuses indurations gréseuses aux formes très tourmentées ("cigares", niveaux ondulés ou replissés). La genèse de telles figures de sédimentation ne serait donc pas limitée au milieu marin, ces formes apparaissant dans toutes les zones où un courant violent a remanié les sédiments déposés lors d'une accalmie. (Fig. 11).

- Conglomérats fluviatiles à niveaux argileux

Apparaissant progressivement au sein des sables molassiques, ces conglomérats finissent par former une barre continue dont l'épaisseur et l'altitude diminuent d'Est en Ouest à travers la commune.

La formation est polygénique, avec des galets très roulés de calcaires plus ou moins argileux, de silex, de quartzites, de roches cristallines très altérées, de radiolarites, grès et quelques "roches vertes". Les galets calcaires montrent fréquemment des cupules de dissolution recouvertes d'un enduit roux d'altération.

La matrice sableuse est gris clair, plus ou moins cohérente selon les lieux. On observe localement des lentilles purement sableuses peu étendues (métriques) avec des grésifications à ciment calcaire aux formes irrégulières et avec des zébrures ferrugineuses.

Le litage est entrecroisé et le remplissage des chenaux ne semble pas granoclassé.

L'apparition de cet épandage caillouteux marque une recrudescence de l'activité orogénique dans les zones d'érosion. Au niveau de la commune, la barre conglomératique ravine en de nombreux points les dépôts qu'elle surmonte et les recoupe même à l'Ouest de DIONAY.

A l'Est de la localité, une couche d'argiles brun-rouge d'épaisseur irrégulière, interrompt, à peu près à mi-hauteur de la barre, la continuité des poudingues. Ce niveau affleure au Sud de la Chapelle-Redon, à l'extrémité est de la commune. Des alignements de nodules marneux y dessinent par endroits des chenaux très peu accentués et quelquefois, phénomène qui n'existait pas dans les niveaux argilo-marneux inférieurs, des lentilles finement caillouteuses à matrice sablo-argileuse viennent s'intercaler au coeur des argiles.

En de nombreux points, une altération "per descensum" a affecté la partie supérieure des conglomérats sur une épaisseur pouvant atteindre une quinzaine de mètres. On a alors affaire à un poudingue dans lequel on rencontre encore des galets de calcaire et de cristallin altéré en abondance, mais dont la matrice, restée sableuse, a été décalcifiée et rougie.

A l'affleurement, cette altération dessine des chenaux à bords souvent très redressés, venant quelquefois buter en profondeur sur un niveau d'argiles rouges qui a pu ralentir la progression des eaux descendantes.

- "Glaise à galets" (Formation de Chambaran)

La matrice argileuse rouge ne renferme pratiquement plus que des galets et blocs très arrondis de quartzite auxquels sont associés, de façon plus abondante vers la base de la formation, quelques calcaires foncés, des quartz filoniens et des restes très altérés de roches éruptives. Toujours à la base, on rencontre des "fantômes" silico-argileux blanchâtres de forme elliptique correspondant sans aucun doute à d'anciens galets calcaires partiellement silicifiés en trame diffuse, ensuite décalcifiés (affleurement derrière la ferme du lieu-dit Cottiaux).

Sur l'ensemble du territoire de la commune, les glaises à galets reposent sur les conglomérats polygéniques plus ou moins altérés par l'intermédiaire d'une couche d'argile rouge dont l'épaisseur varie entre 2,5 et 6 mètres. L'existence d'un tel niveau dans la même position stratigraphique, avait déjà été signalée dans la Drôme par M. GIGNOUX (dans divers rapports pour l'Alimentation en eau des communes). Il s'agit d'une argile totalement décalcifiée, azoïque comme l'ensemble de ces formations rougies très altérées, contenant parfois de petits nodules blanchâtres et des concrétions ferrugineuses noirâtres. Le contact de cette couche avec les formations qui l'encadrent n'apparaît nulle part à l'affleurement.

A l'instar de la couche argileuse du milieu de la barre conglomératique, le niveau précité et la Formation du Chambaran, sus-jacente, montrent en intercalation des lentilles à sables et cailloutis d'extension plurimétrique.

- Limons jaunes

Il s'agit d'un dépôt dépourvu de structure, formé de fines particules silico-argileuses, riche en oxydes et hydroxydes de fer, n'affleurant que très peu à Dionay.

2 - COUPES GEOLOGIQUES

a) Coupes détaillées

Les entailles des cours d'eau fournissant la quasi-totalité des affleurements, chaque coupe est désignée par le nom du ruisseau dans le vallon duquel elle a été levée.

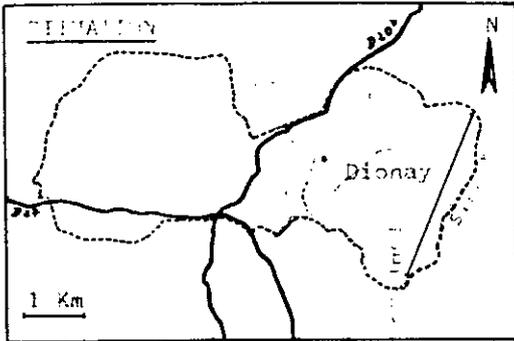
Certaines coupes, géographiquement très proches et se complétant verticalement, ont été associées en une même figure (Fig. 12 a à e).

b) Coupe synthétique (Fig. 13)

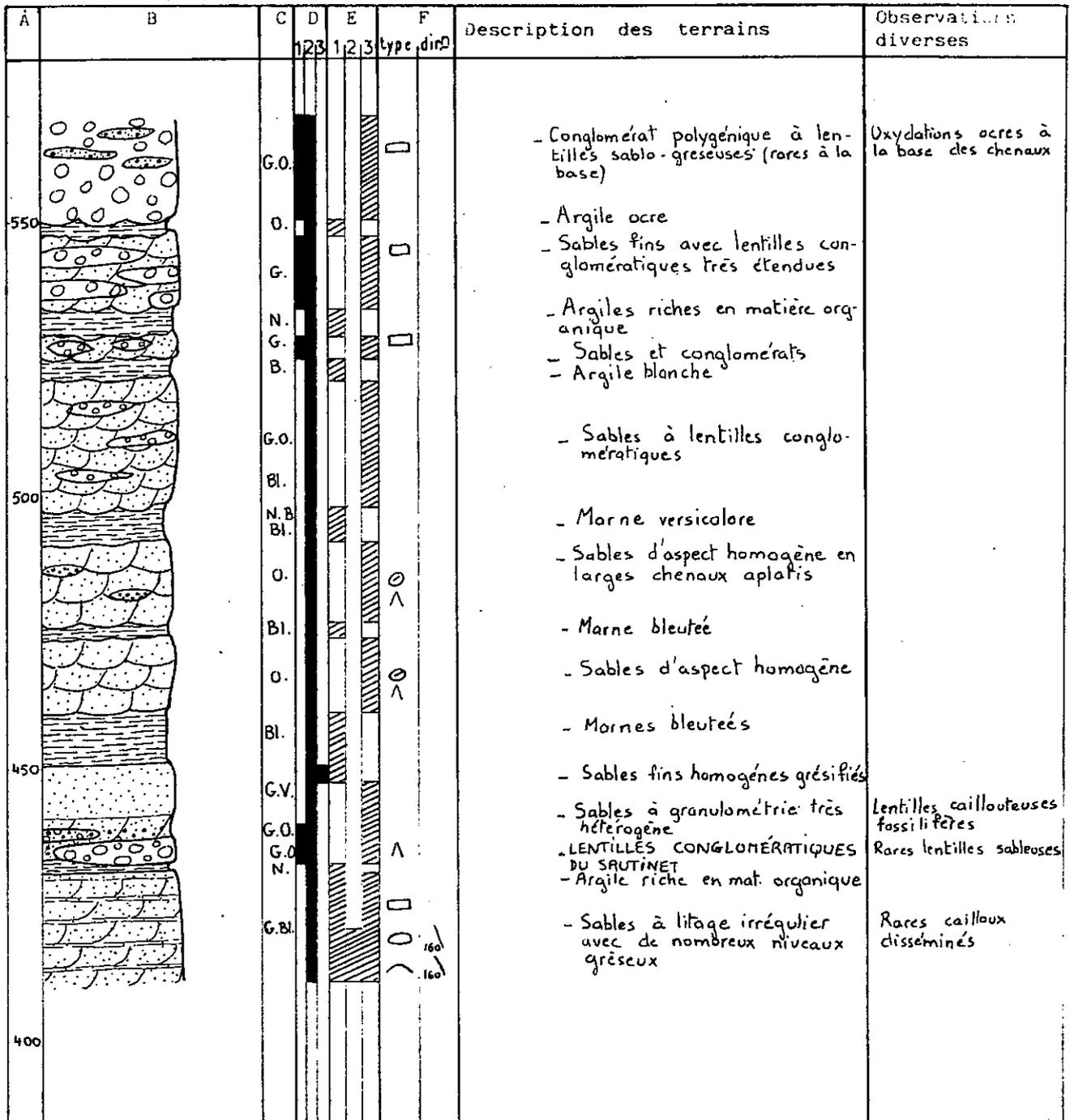
Traversant la commune selon une direction Est-Ouest, cette coupe établie à partir des données de terrain et de sondage indique quelques caractères stratigraphiques et structuraux importants :

- Dans les terrains littoraux, aucune couche argileuse n'a été observée.
- Dans les terrains continentaux, les couches sableuses ou caillouteuses alternent de façon presque régulière avec des niveaux argileux ou marneux.
- Le ravinement qui accompagne le dépôt des conglomérats fluviaux est très important à l'Ouest de Dionay.
- A l'Ouest de la Combe du Pellalion, l'ensemble des couches s'incline très légèrement vers l'Ouest. C'est la seule déformation observée, les formations apparaissant quasi-horizontales sur toutes les coupes méridiennes.

Figure 12a - Coupe géologique des vallons du Sautinet et du Frison

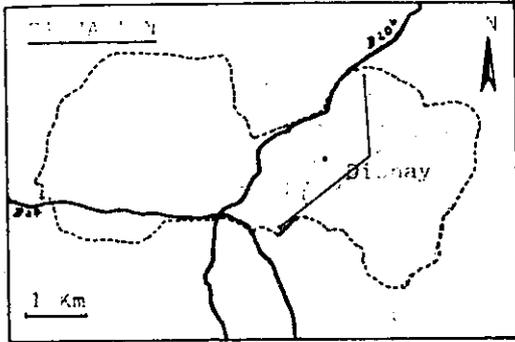


A: Cote	B: Lithofaciès	C: Couleur	D: Induration	E: Litage	F: Figures sédimentaires
	Poudingue - grossier - moyen - fin Sable, grès - grossier - fin Argiles et marnes	Beige Bleu Gris Noir Ocre Rouge Vert	Les éléments se détachent - 1: à sec - 2: à l'ongle - 3: au couteau	- 1: plan horiz. - 2: plan oblique - 3: centr. croisé	- Graded-bedding - Grésification en dalles - Rides en cylindres - Galets marneux - Concr. ferrugineuses

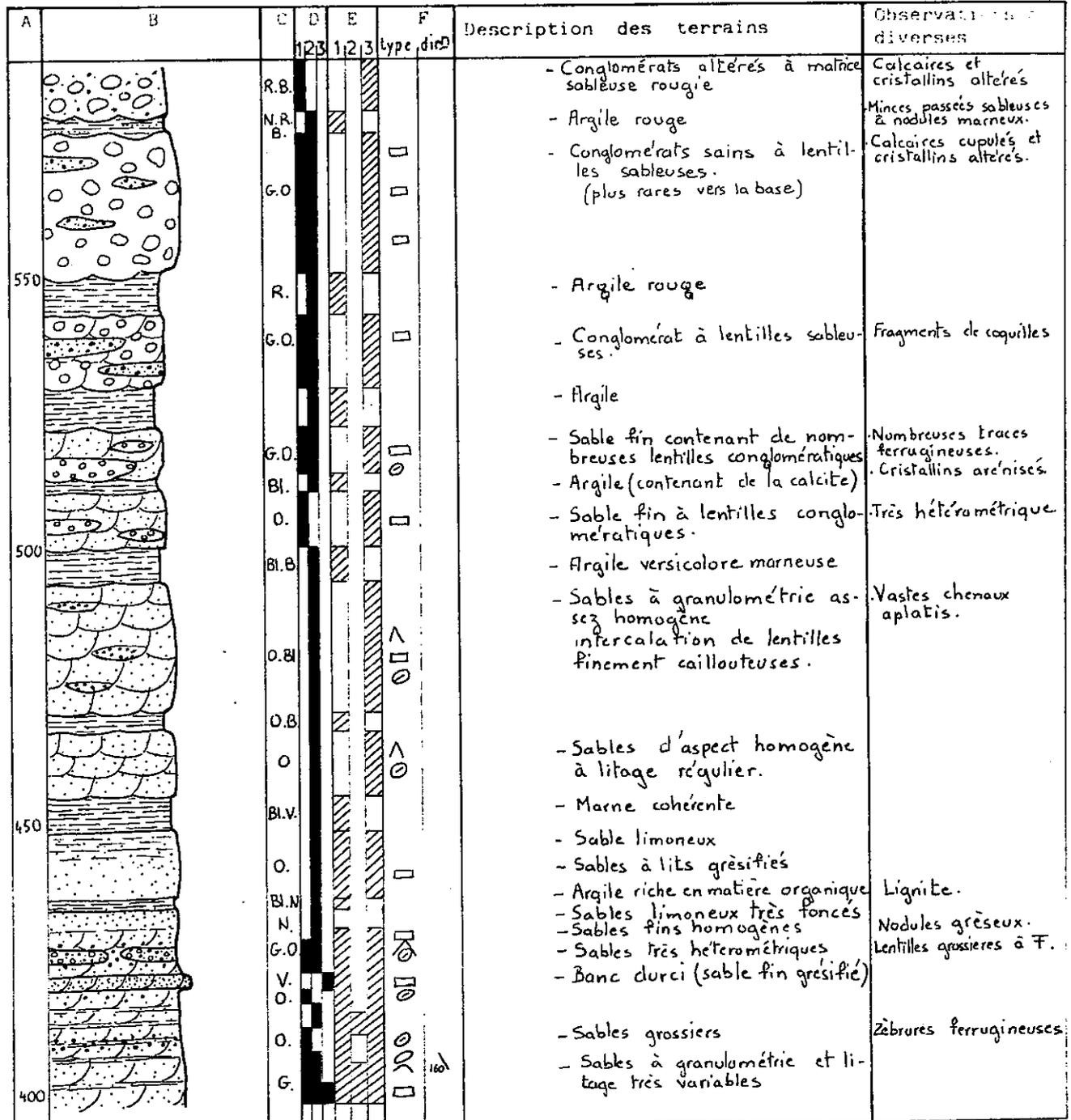


tel-00574890, version 1 - 9 Mar 2011

Figure 12b - Coupe géologique des vallons du Furand et des Sarrets

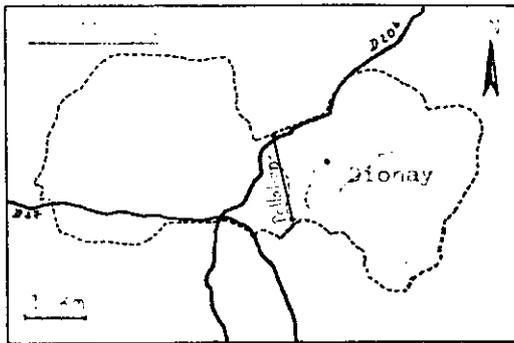


A: Cote	B: Lithofaciès	C: Couleur	D: Induration	E: Litage	F: Figures sédimentaires
	-Poudingue grossier -Poudingue moyen -Poudingue fin -Sable, grès grossier -Sable, grès fin -Argiles et marnes	Beige Bleu Gris Noir Ocre Rouge Vert	Les éléments se détachent -1: à sec -2: à l'angle oblique -3: au couteau	-1: plan horiz. -2: plan oblique -3: entrecroisé	-Graded-bedding -Grésification en dalles en cylindres -Rides -Galets marneux -Concr. ferrugineuses

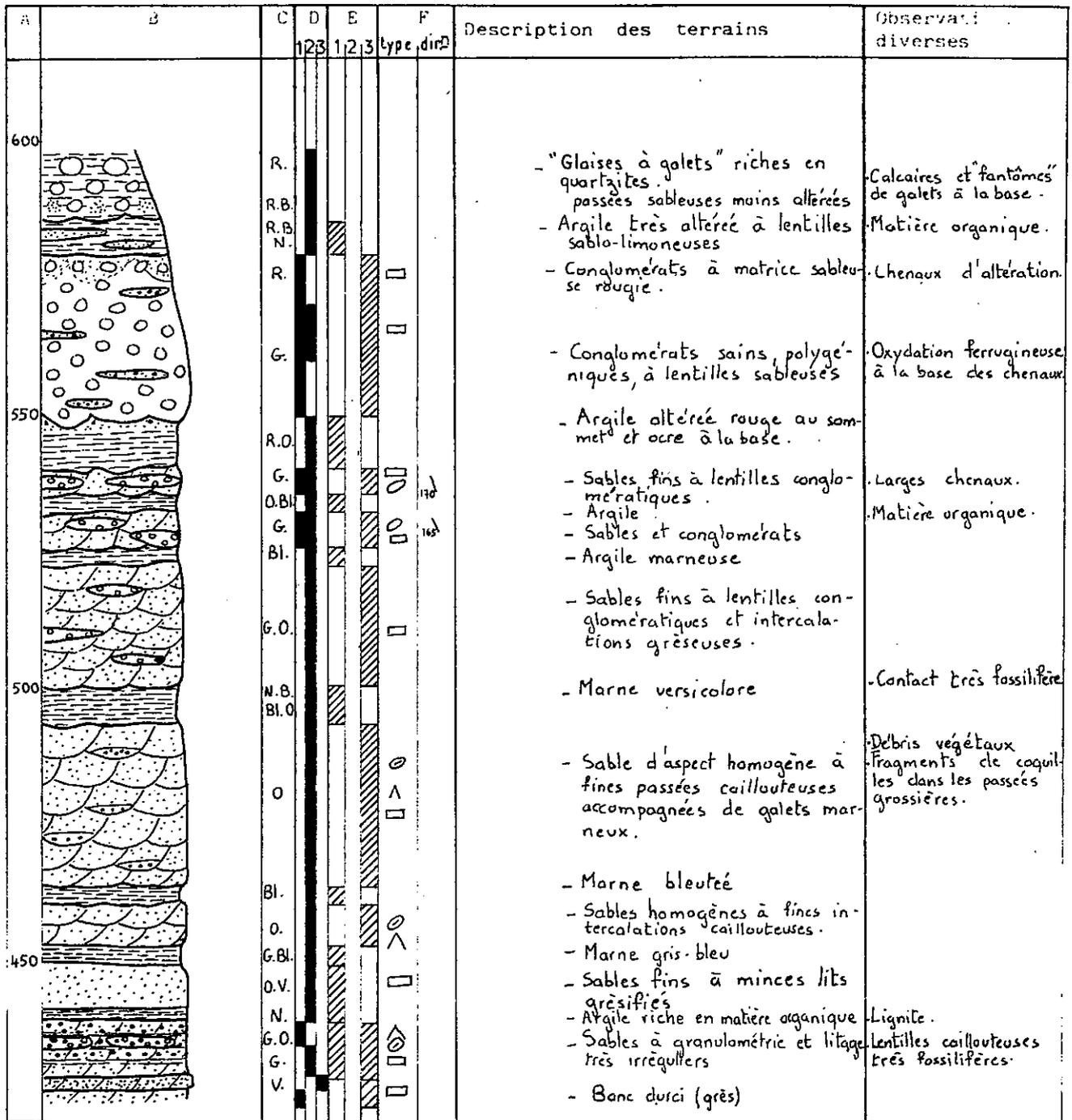


tel-00574890, version 1 - 9 Mar 2011

Figure 12c - Coupe géologique de la Combe de Pellalion

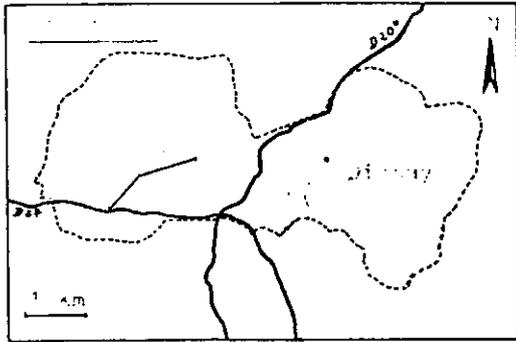


A: Cole	B: Lithofaciès	C: Couleur	D: Induration	E: Litage	F: Figures sédimentaires
	-Poudingue grossier -Poudingue moyen -Poudingue fin -Sable, grès grossier -Sable, grès fin -Argiles et marnes	Beige Bleu Gris Noir Ocre Rouge Vert	Les éléments se détachent - 1: à sec - 2: à l'ongle - 3: au couteau	- 1: plan horiz. l - 2: plan oblique - 3: entr-ecroisé	- Gradé-bedding - Grésification en dalles en cylindres - Rides - Galets marneux - Concr. ferrugineuses

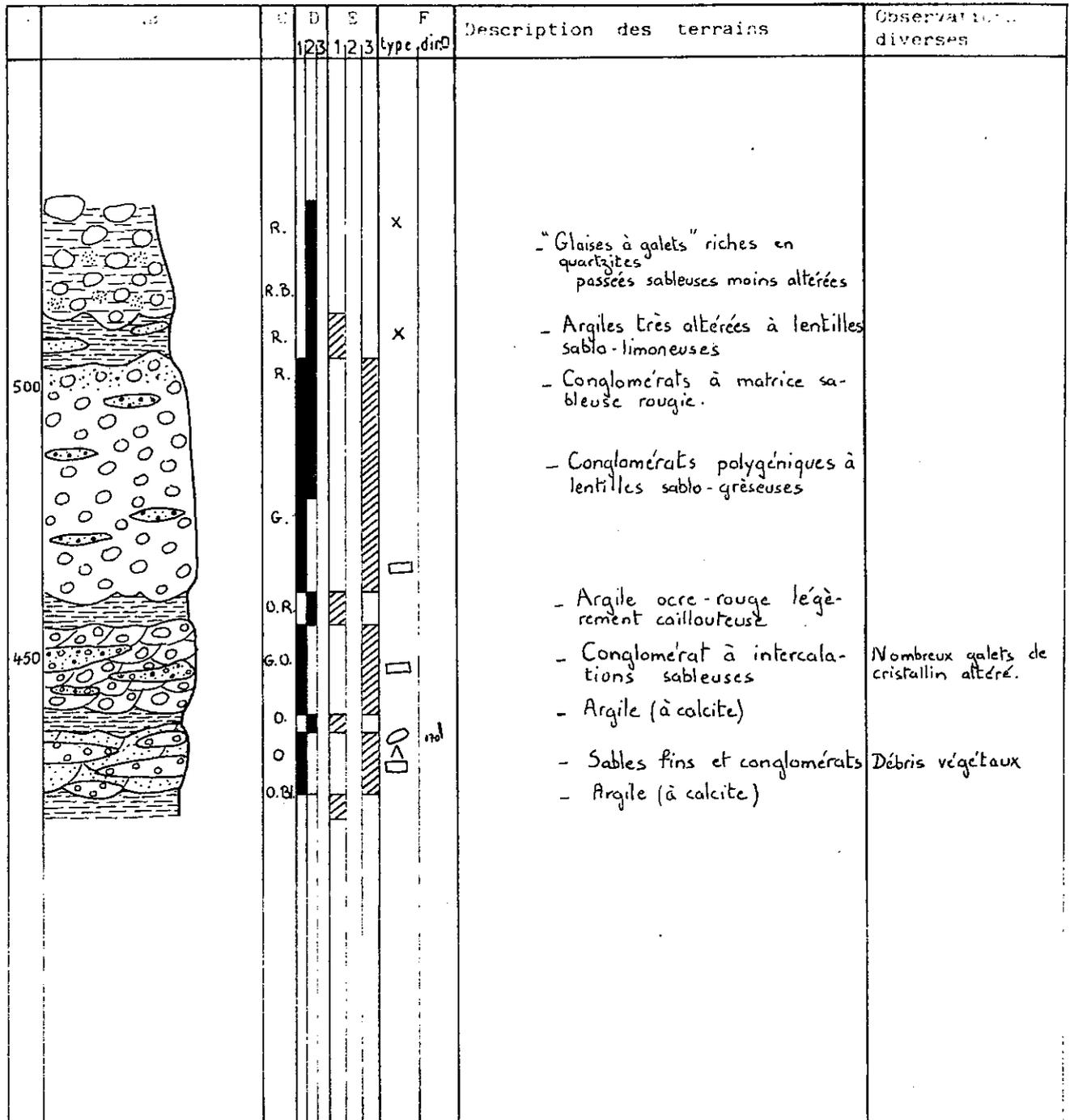


tel-00574890, version 1 - 9 Mar 2011

Figure 12d - Coupe géologique du vallon du Grand Vernay

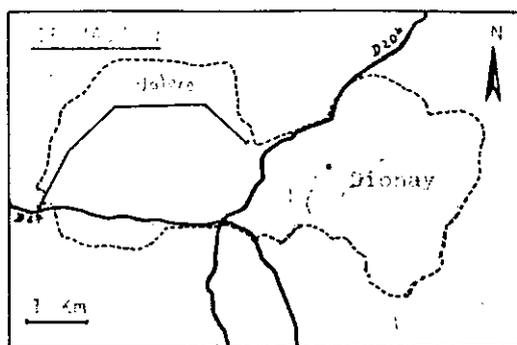


A: Cote	B: Lithofaciès	C: Couleur	D: Induration	E: Litage	F: Figures sédimentaires
	<ul style="list-style-type: none"> Poudingue grossier moyen fin Sable, grès grossier fin Argiles et marnes 	<ul style="list-style-type: none"> Beige Bleu Gris Noir Ocre Rouge Vert 	<ul style="list-style-type: none"> Les éléments se détachent 1: à sec 2: à l'ongle 3: au couteau 	<ul style="list-style-type: none"> 1: plan horiz. l 2: plan oblique 3: entrecroisé 	<ul style="list-style-type: none"> Graded-bedding Grésification en dalles en cylindres Rides Galets marneux Concr. ferrugineux

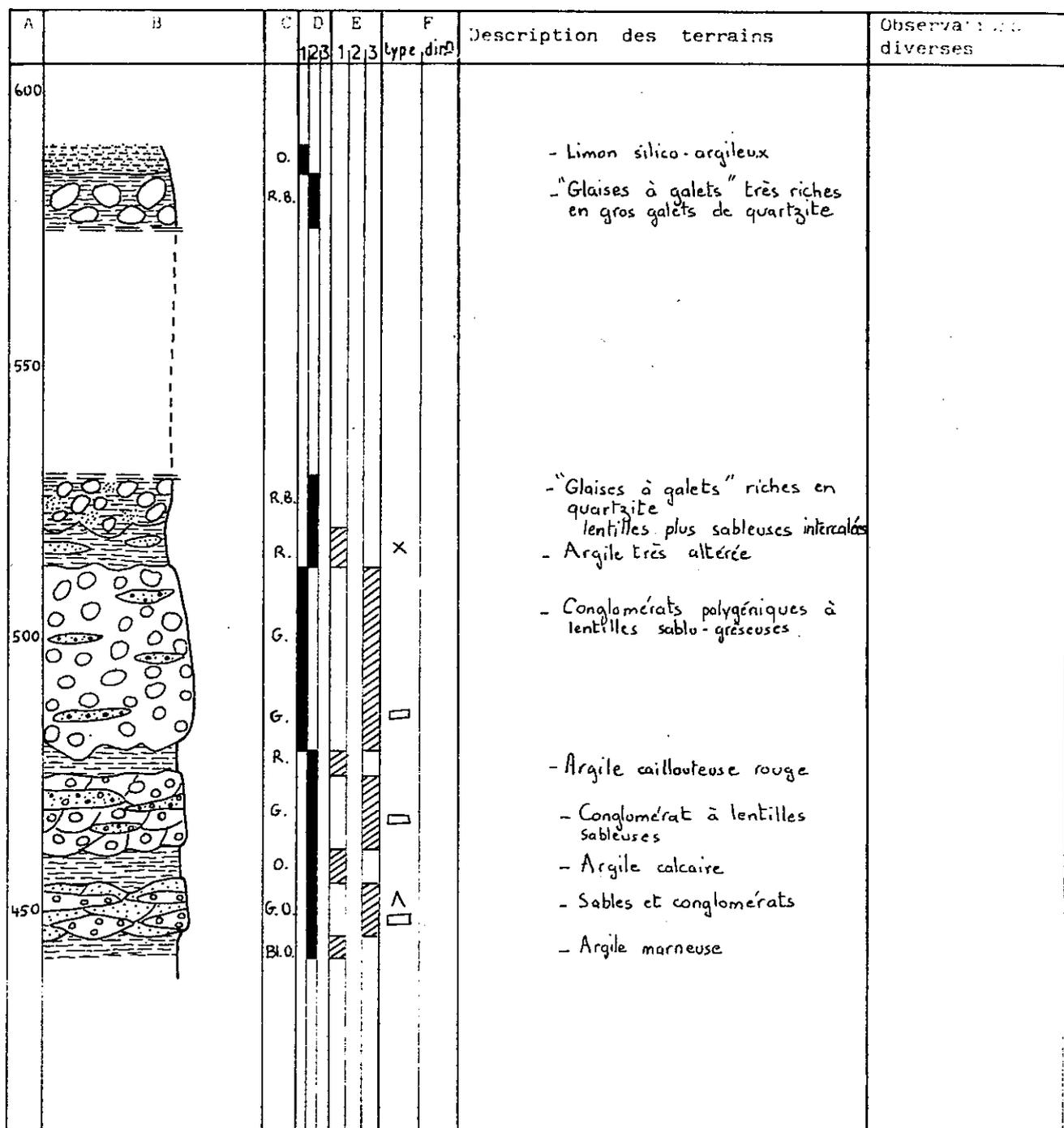


tel-00574890, version 1 - 9 Mar 2011

Figure 12e - Coupe géologique du vallon du Valéré

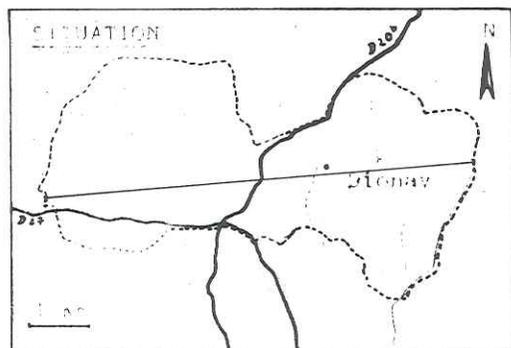
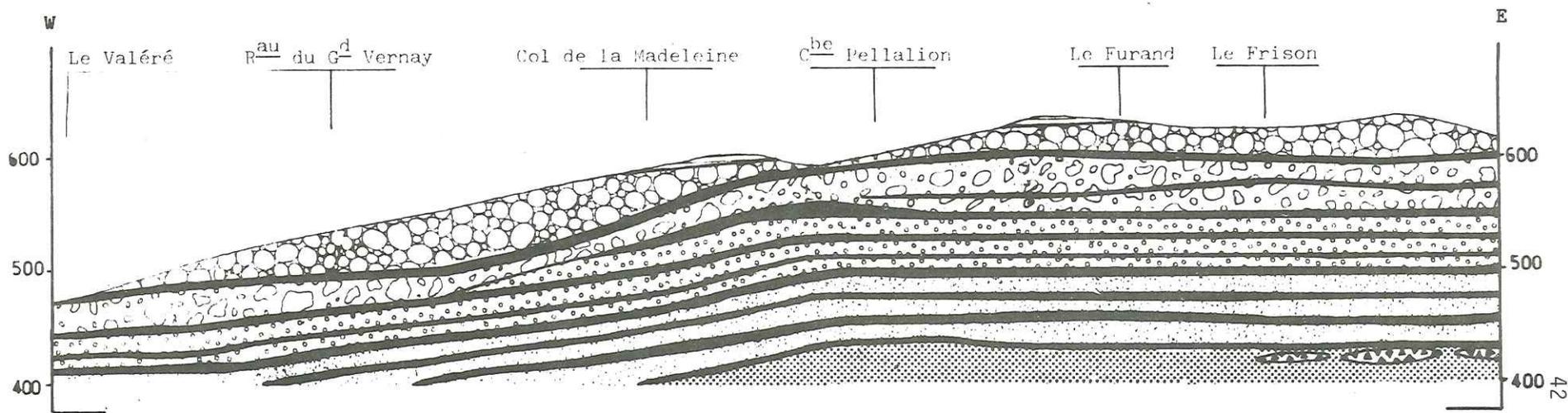


A: Cote	B: Lithofaciès	C: Couleur	D: Induration	E: Litage	F: Figures sédimentaires
	<ul style="list-style-type: none"> Poudingue grossier moyen fin Sable, grès grossier fin Argiles et marnes 	<ul style="list-style-type: none"> Beige Bleu Gris Noir Ocre Rouge Vert 	<ul style="list-style-type: none"> Les éléments se détachent - 1: à sec - 2: à l'ongle - 3: au couteau 	<ul style="list-style-type: none"> - 1: plan horiz. 1 - 2: plan oblique - 3: entr'ecroisé 	<ul style="list-style-type: none"> Graded-bedding Grésification en dalles en cylindres Rides Galets marneux Concr. ferrugineuses



tel-00574890, version 1 - 9 Mar 2011

Figure 13 - Coupe géologique synthétique



Echelle horizontale: 0 1km

LEGENDE:

-  Limons jaunes (Villafranchien)
-  Cailloutis de Chambaran
-  Conglomérats fluviatiles (Vallésien-Turolien)
-  Sables et conglomérats fluviatiles (Vallésien)
-  Sables fluviatiles (Vallésien)
-  Argiles et marnes fluvio-lacustres (Vallésien)
-  Lentilles conglomératiques du Sautinet (Tortonien inf.)
-  Sables littoraux (Tortonien inf.)

3 - GRANULOMETRIE

Les tableaux I et II résument l'ensemble des caractéristiques granulométriques des échantillons étudiés. Pour les sables et conglomérats divers indices ont été calculés à partir des courbes cumulatives (leur définition figure en annexe).

a) Les sables

a.1. Analyse des résultats (Fig. 14 et 15)

Les courbes granulométriques apparaissent très semblables, avec une unimodalité marquée au vu des courbes de fréquences simples et une forme sigmoïde très redressée des courbes cumulatives.

Les sables sont fins, la médiane des sables littoraux (0,2 à 0,3 mm) étant légèrement supérieure à celle des sables continentaux (0,1 à 0,17 mm). De la base au sommet de la série, le diamètre moyen semble d'ailleurs croître dans les sédiments littoraux pour décroître ensuite dans les sédiments continentaux. Très peu de grains dépassent deux millimètres et la teneur en fines particules (inférieures à 0,04 mm) augmente lorsqu'on s'élève dans la série stratigraphique (de 6 à 20 %).

Le classement est toujours excellent, caractérisé par un indice S_0 , une hétérométrie et un $Q d \phi$ faibles.

L'asymétrie indique un milieu de dépôt dans l'ensemble légèrement agité.

a.2. Conclusions

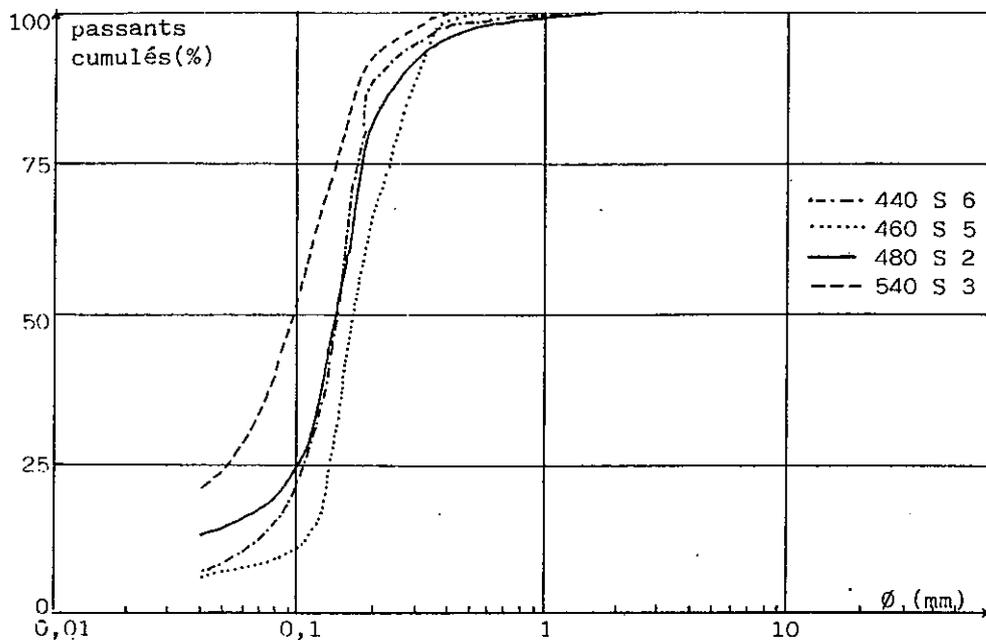
L'étude granulométrique permet donc de conclure à un dépôt de sables fins par des courants peu violents, fluviaux ou côtiers. L'uniformité de la granulométrie dans le temps est remarquable : le classement et le tri restent toujours excellents, confirmant une sédimentation en milieu fluvial ou marin succédant à un long transport.

b) Les conglomérats

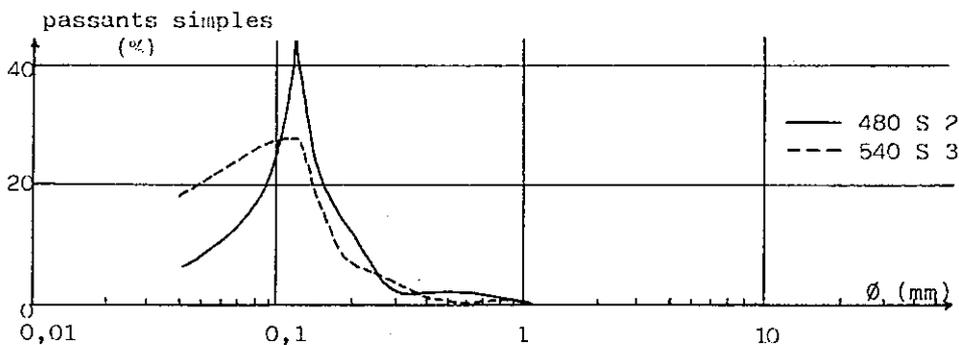
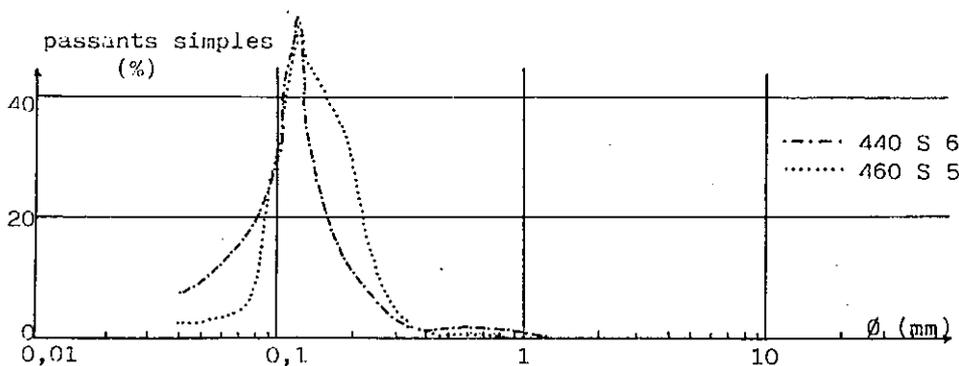
a.1. Analyse des résultats (Fig. 16)

Les aspects des différentes courbes granulométriques sont encore très proches, révélant l'association d'une fraction sableuse nettement unimodale et d'une fraction caillouteuse plurimodale.

REMARQUE : CHAQUE ECHANTILLON EST DESIGNÉ PAR UN PREMIER CHIFFRE INDIQUANT LA COTE DU PRELEVEMENT, UNE INITIALE CORRESPONDANT A LA NATURE DU MATERIAU ET UN NUMERO D'ORDRE LE DISTINGUANT DES AUTRES ECHANTILLONS DE MEME NATURE



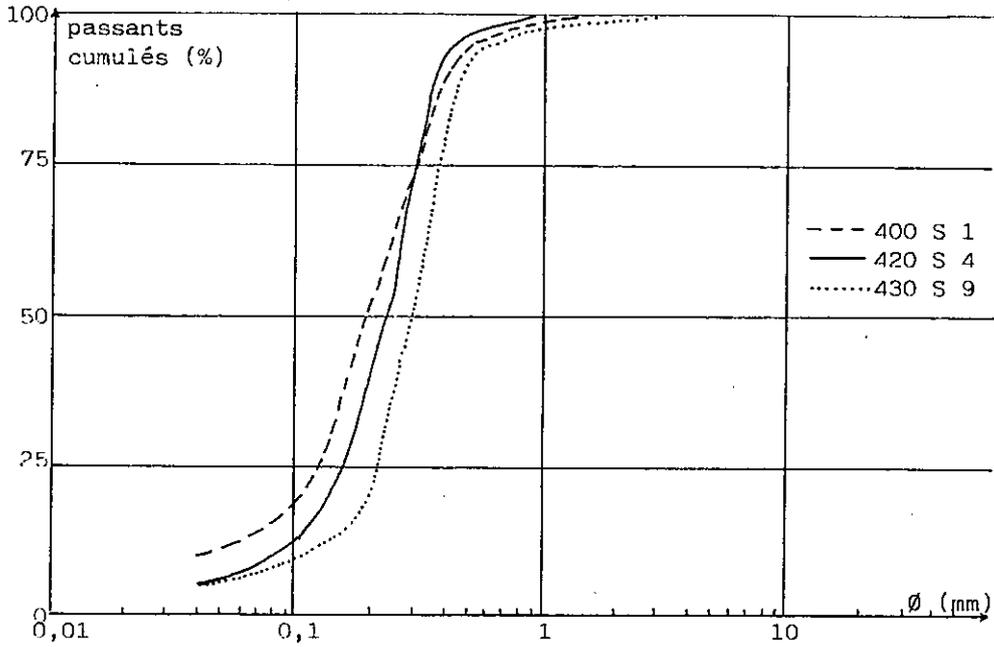
Courbes cumulatives



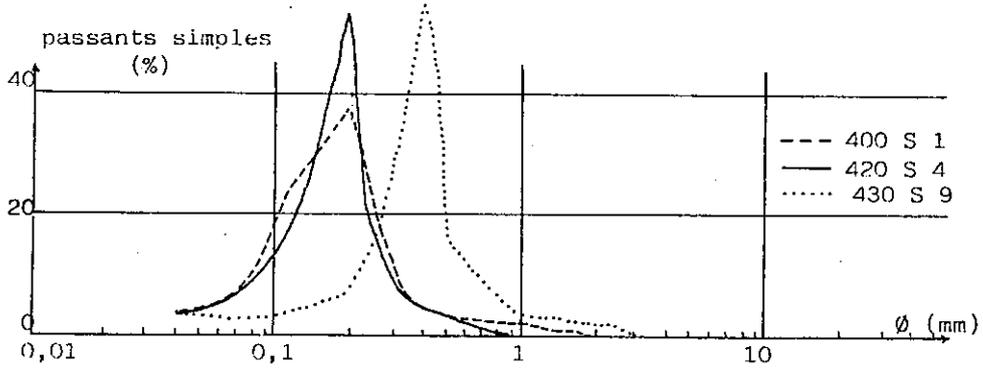
Courbes de fréquence simple

Figure 14 - Courbes granulométriques des sables continentaux.

Figure 15 - Courbes granulométriques des sables littoraux

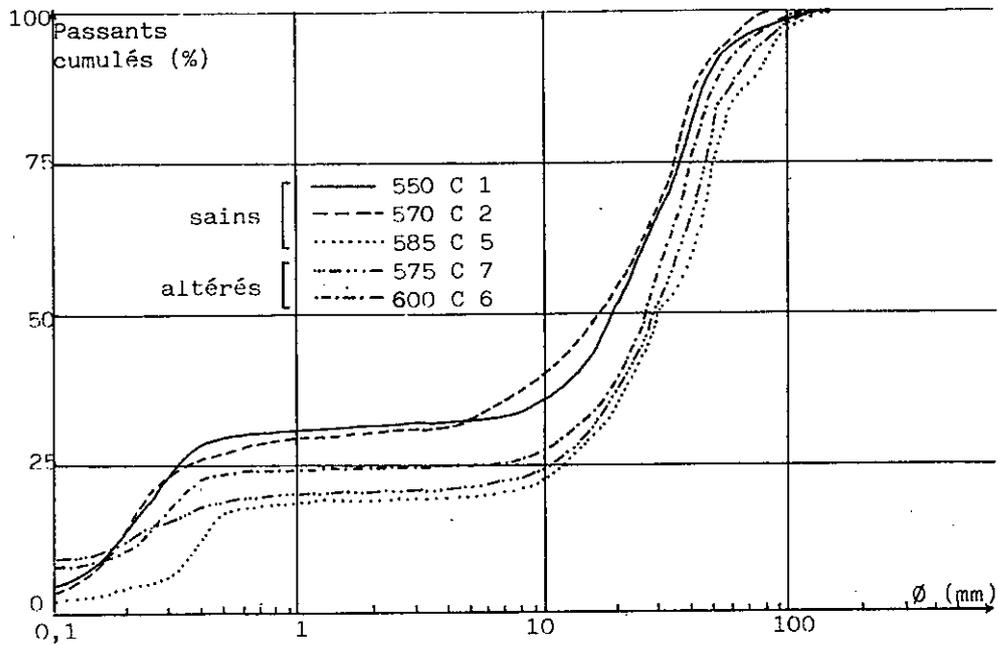


Courbes cumulatives

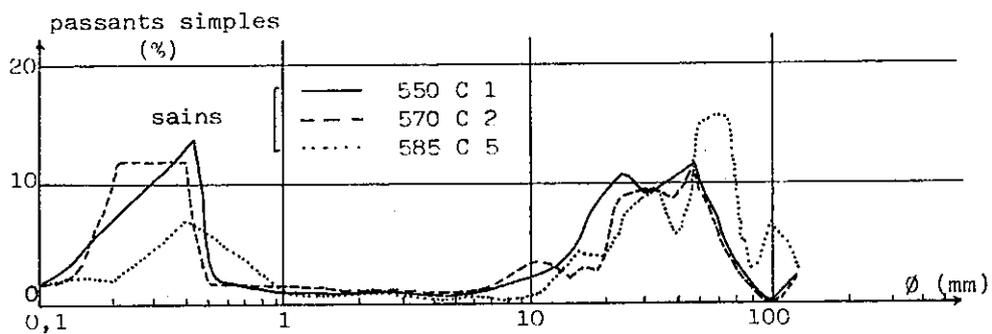
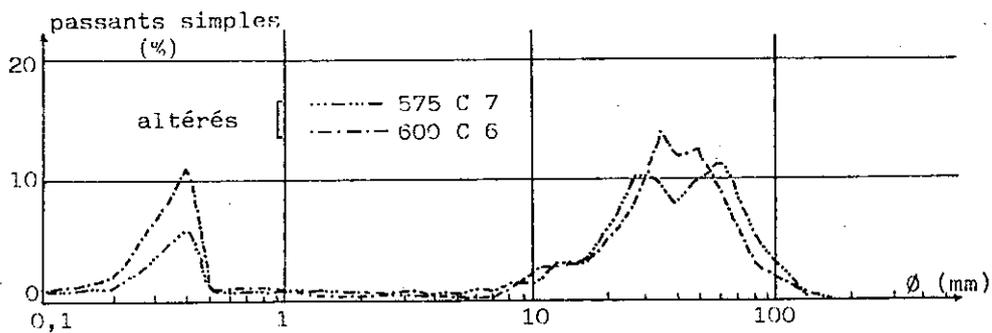


Courbes de fréquence simple

Figure 16 - Courbes granulométriques des conglomérats fluviaux

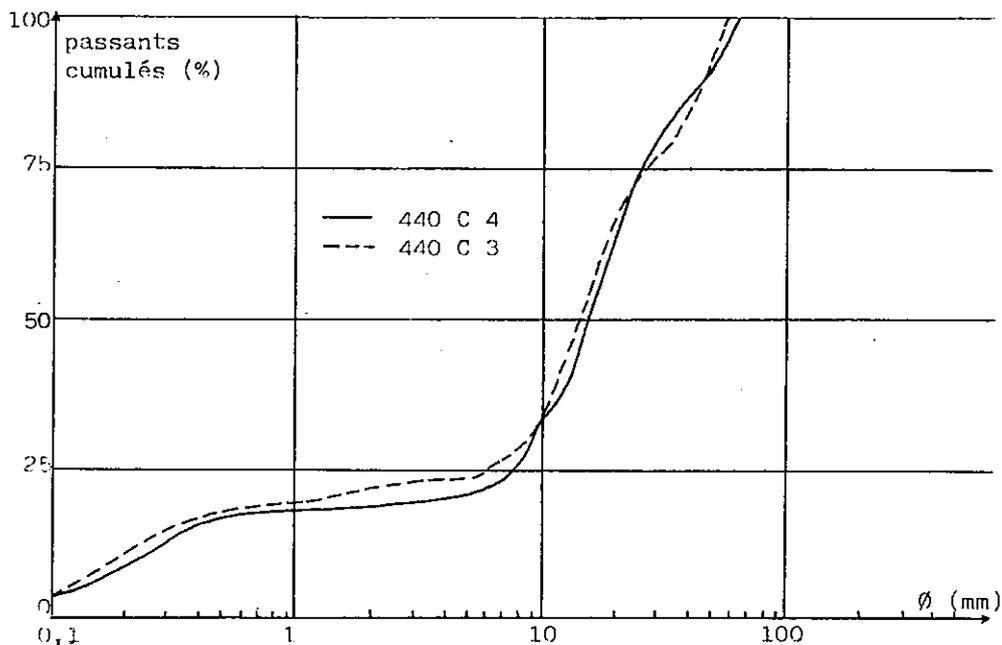


Courbes cumulatives

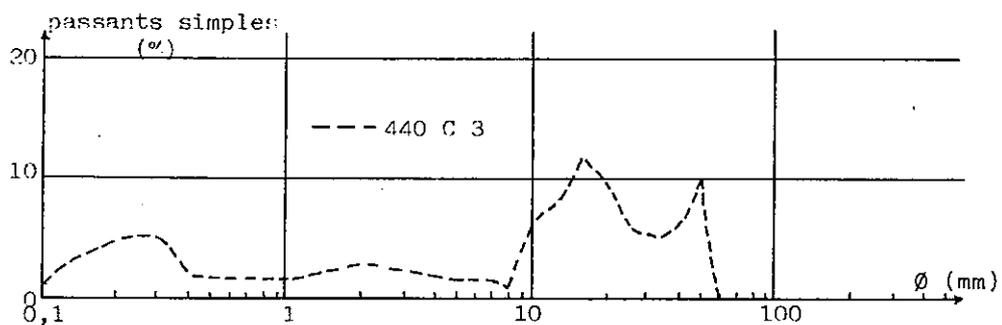
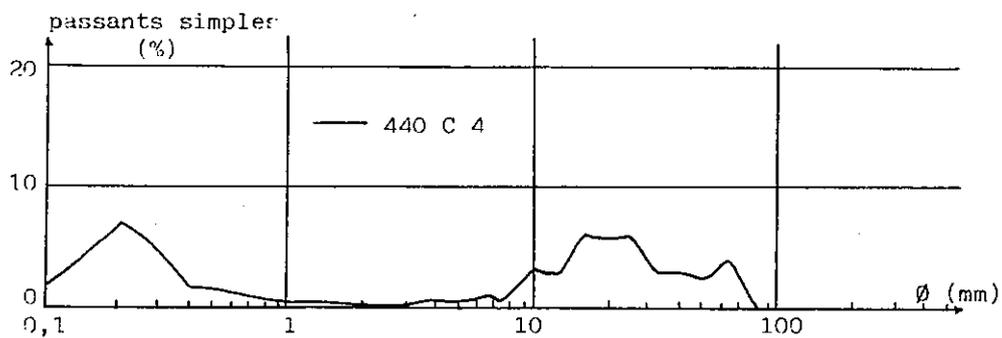


Courbes de fréquence simple

Figure 17 - Courbes granulométriques des Lentilles
conglomératiques du Sautinet



Courbes cumulatives



Courbes de fréquence simple

tel-00574890, version 1 - 9 Mar 2011

La décomposition des courbes cumulatives permet de mettre en évidence plusieurs phénomènes :

La "bosse des sables" (entre 0,15 et 1 mm) correspond à un apport sableux postérieur au dépôt des cailloux (caractéristique des milieux à forte agitation). De part et d'autre, on constate un net déficit de la fraction comprise entre un et dix millimètres et de la fraction inférieure à 0,15 millimètre (sans doute disparue par ablation pendant ou peu après le dépôt).

La plurimodalité de la fraction supérieure à dix millimètres peut être rapportée au grand éloignement des provinces distributrices. Les graviers et galets qui constituent cette fraction ont été déposés rapidement en milieu turbulent, comme l'indiquent la forte pente des courbes cumulatives et l'asymétrie faible.

Les valeurs du $Qd\phi$ et de l'hétérométrie sont caractéristiques d'un milieu de dépôt fluvial.

Dans l'ensemble, nous avons constaté une croissance de la taille moyenne des éléments lorsqu'on s'élève dans la série conglomératique, évoquant une augmentation relative de la compétence des courants d'apport.

b.2. Lentilles conglomératiques du Sautinet (Fig. 17)

Du point de vue de la granulométrie, ces conglomérats se distinguent des précédents par une diminution de la médiane et l'apparition de modes au-dessous de dix millimètres dans la fraction graveleuse; ces caractéristiques traduisent une plus grande finesse.

L'indice de classement S_0 reste très comparable mais l'asymétrie plus élevée et le $Qd\phi$ plus faible rapprochent davantage ces dépôts du domaine côtier deltaïque.

b.3. Conclusions

Les résultats, comparables à ceux de D. MORTAZ (1977) permettent de constater que les conglomérats rencontrés au sommet des sables molassiques à Dionay s'insèrent tout-à-fait dans le cadre régional. Leurs caractéristiques granulométriques indiquent un transport fluvial long, suivi d'un dépôt rapide dans un milieu turbulent (déficit des parties fines) non côtier.

Les conglomérats du Sautinet sont moins grossiers, mieux classés et déposés en milieu plus calme. Les valeurs de l'Hétérométrie et du $Qd\phi$ les rapprochent du milieu côtier.

Tableau I - Caractéristiques granulométriques des sables et
conglomérats molassiques-

a - SABLES

DENOMINATION	Echantillon	Modes (mm)	Médiane (mm)	Hétéro- métrerie	Q d ϕ	Sorting index	Asy- métrerie
SABLES LITTORAUX	400 S1	0,36	0,19	0,63	0,64	1,56	1,02
	420 S4	0,35	0,23	0,44	0,54	1,46	0,87
	430 S9	0,36	0,29	0,6	0,75	1,3	0,96
SABLES CONTINENTAUX	440 S6	0,18	0,14	0,22	0,35	1,27	0,87
	460 S5	0,29	0,17	0,29	0,35	1,27	0,9
	480 S2	0,20	0,15	0,28	0,49	1,4	0,82
	540 S3	0,18	0,10	0,6	0,85	1,7	0,75

b - CONGLOMERATS

DENOMINATION	Echantillon	Modes (mm)	Médiane (mm)	Hétéro- métrerie	Q d ϕ	Sorting index	Asy- métrerie	
CONGLOMERATS	SAINS	550 C1	50-25-0,3	19	0,8	2,8	10,9	0,03
		570 C2	50-30-16- 10-0,3	15,5	0,92	2,9	11,8	0,04
		585 C5	160-75-32- 16-0,4	31	0,52	1	2,02	0,72
FLUVIATILES	ALTERES	575 C7	63-30-13- 0,3	28	0,6	1,15	2,16	0,6
		600 C6	50-32-10- 0,3	26	0,55	1,25	2,24	0,47
CONGLOMERATS DU SAUTINET	440 C4	63-25-16- 7-0,2	16	0,7	0,8	1,73	0,75	
	440 C3	50-16-10- 2-0,3	15	0,65	0,95	2,12	0,72	

Tableau II - Analyse sédimentométrique de la fraction fine des sédiments

SEDIMENT ETUDIE	Echantillon	% sup. à 40 μ	Médiane de la partie inf. à 40 μ (microns)	% inf. à 2 μ (argiles)	
SABLE LITTORAL	400 S ₁	90,1	8	1,9	
	430 S ₉	94	12	1	
SABLE CONTINENTAL	455 S ₅	93,5	11	2,3	
	480 S ₂	86,8	16	2,1	
	515 S ₂₂	89,6	7	3,5	
	540 S ₃	79	10	2,5	
ARGILES ET MARNES	435 A ₃	24,6	29	9,9	
	450 A ₇	1,5	6	33,7	
	475 A ₂	1,6	3	36,4	
	500 A ₁	11,5	8	21,3	
	540 A ₈	9,3	11	32	
	600 A ₁₇	7	4	42	
	581 A ₁₉	18	10	31,2	
	585 A ₁₉	20	3	40	
CONGLOMERATS	SAINS	550 C ₁	97,4	12	0,9
		570 C ₂	98	8	0,5
FLUVIATILES	ALTERES	575 C ₇	83,4	3	8,1
		600 C ₆	92	6	3,2
FORMATION DE CHAMBARAN	612 C ₂₀		5		
	635 C ₁₈		7		

c) Les argiles et les marnes

Les incertitudes liées aux méthodes sédimentométriques ne permettent pas d'exprimer les résultats en termes de classement ou de triage du sédiment.

D'autre part, selon les classifications granulométriques, les limites de taille entre sables fins, limons et argiles, sont variables et même quelquefois indéfinies. Notre travail ayant un caractère géotechnique, les argiles au sens granulométrique du terme correspondront pour nous aux particules de taille inférieure à deux microns, dont la proportion est déterminante quant aux caractéristiques géotechniques du matériau.

Si maintenant l'on s'intéresse aux caractéristiques granulométriques du lithofaciès argileux ou marneux à Dionay, regroupées dans le tableau II, on constate que le pourcentage en éléments supérieurs à 0,04 millimètre, qui varie couramment entre un et douze pour cent, peut atteindre vingt-cinq pour cent dans certains échantillons. D'autre part, à ces forts pourcentages peuvent correspondre des médianes très basses. Nous avons là l'indication d'un mélange entre une fraction fine et une fraction grossière bien individualisée représentée selon les cas par des nodules marneux et/ou par des concrétions et grains sableux ou ferrugineux.

En conclusion, ces analyses sédimentométriques confirment l'existence de légères variations de granularité d'une couche argileuse à l'autre ou bien au sein d'une même couche. Dans ce dernier cas, les variations sont souvent rythmiques et s'accompagnent de changements de couleur (les rythmes dont il est question ici, étant d'épaisseur pluridécimétrique).

4 - MORPHOSCOPIE, EXOSCOPIE ET MORPHOMETRIE

L'érosion, le transport, la diagenèse laissent leur empreinte sur la forme et l'aspect superficiel des éléments détritiques. L'étude des caractéristiques morphologiques des grains et galets permet donc de reconstituer leur évolution.

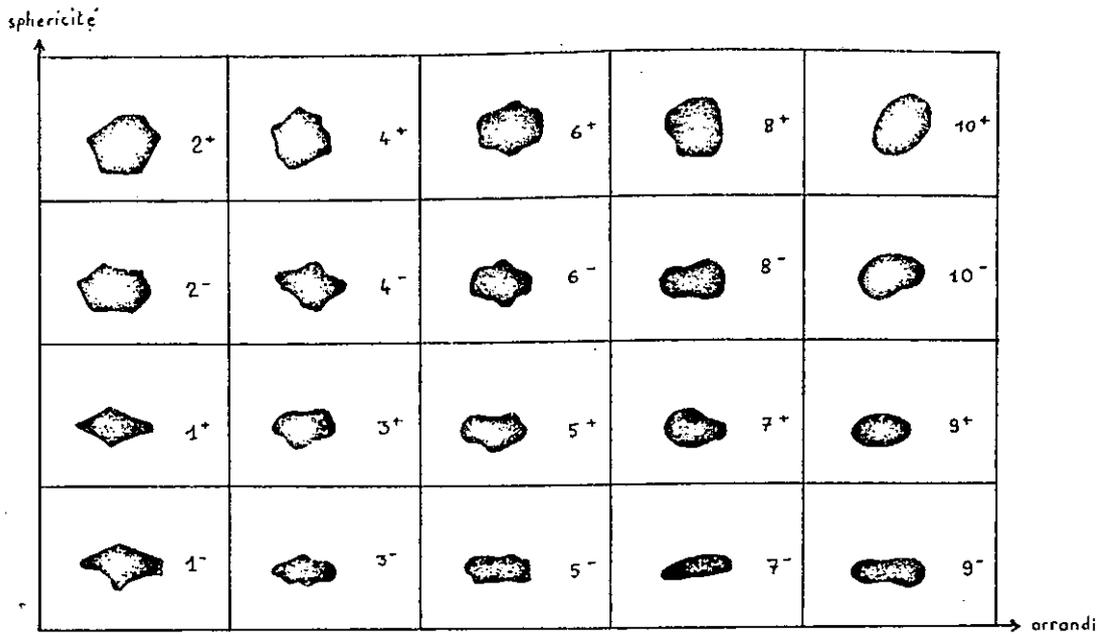


Figure 18a -Charte pour l'estimation visuelle de l'arrondi et de la sphéricité des grains de quartz

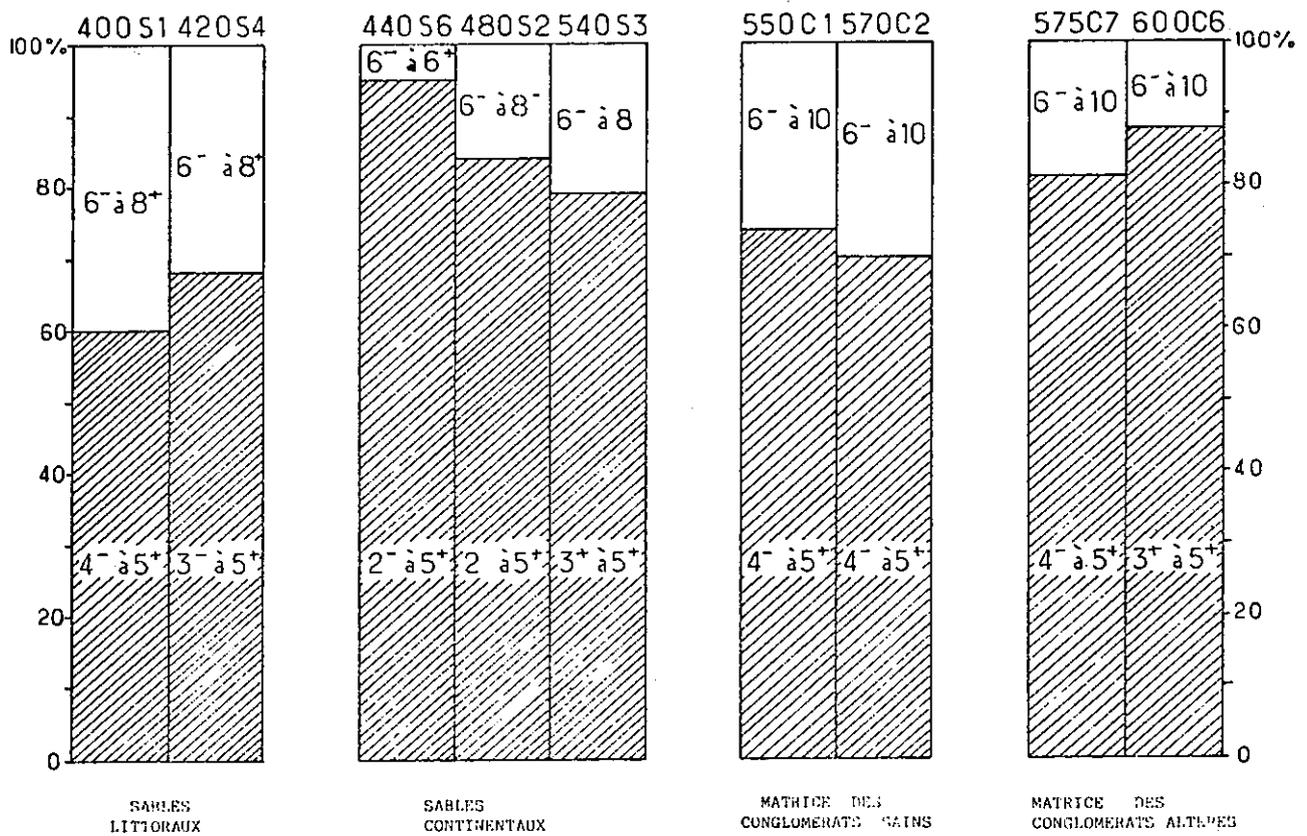


Figure 18b -Morphoscopie des grains de quartz (sables et conglomérats)



tel-00574890, version 1 - 9 Mar 2011

a) Les sables

L'observation porte sur les grains de quartz. Ceux-ci résistent bien à l'usure lors du transport et sont présents dans de nombreux milieux sédimentaires. De ce fait, ils ont été fréquemment et complètement étudiés.

a.1. Examen à la loupe binoculaire

Par référence à la terminologie proposée par A. CAILLEUX (1943) il est possible de regrouper les quartz des sables de Dionay en deux grandes catégories : les non-usés-luisants et les émoussés-luisants. Les grains de ces catégories peuvent présenter sur toute leur surface ou localement (faces et/ou dépressions) un aspect picoté dû à une évolution pédologique post-sédimentaire plus ou moins poussée, marquée par le dépôt d'enduits siliceux ou ferrugineux.

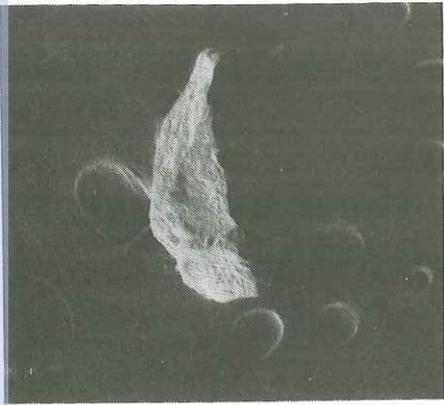
Les résultats des comptages statistiques portant sur des sables de diverses origines sont présentés dans la figure 18 b. Nous avons choisi de placer la limite émoussés/non-usés entre les valeurs d'usure 5 et 6 définies par J. PERRIAUX, à partir de la charte visuelle de KRUMBEIN et SLOSS (Fig. 18 a).

Les grains non-usés prédominent nettement, surtout dans les sables continentaux. Il est délicat de dégager une évolution régulière de l'usure dans chaque formation : l'échantillon 440 S6 par exemple, prélevé à la limite du littoral et du continental, contient de nombreux grains émoussés-luisants qui ont été ensuite recassés par remaniement et ont actuellement l'aspect de non-usés (il s'agit là sans doute d'un sable côtier remanié).

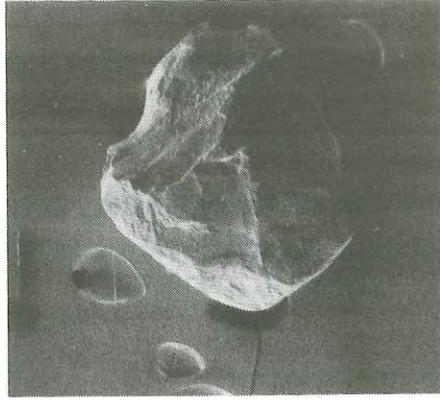
L'usure maritime est certaine pour les sables littoraux dont la teneur en émoussés-luisants est supérieure à trente pour cent. Pour les "vrais" sables continentaux, non remaniés, cette teneur oscille entre quinze et vingt pour cent. Cette proportion est celle observée couramment dans les sables déposés en milieu fluviatile.

a.2. Examen au microscope électronique

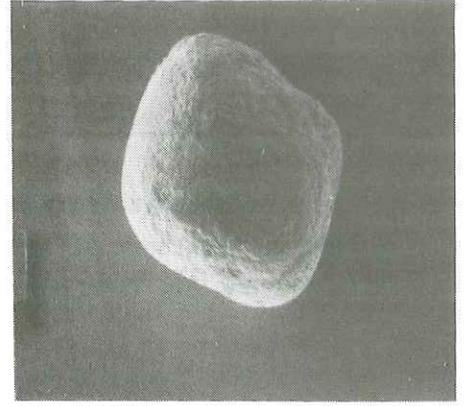
Un certain nombre de caractères phénomorphiques apparaissent nettement. Nous décrirons trois aspects types correspondant aux trois sortes d'évolutions différentes que nous avons pu recenser :



19.a

100 μ 

19.b

100 μ 

19.c

100 μ 

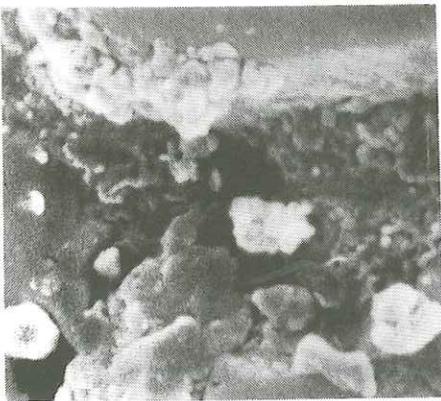
19.d

100 μ 

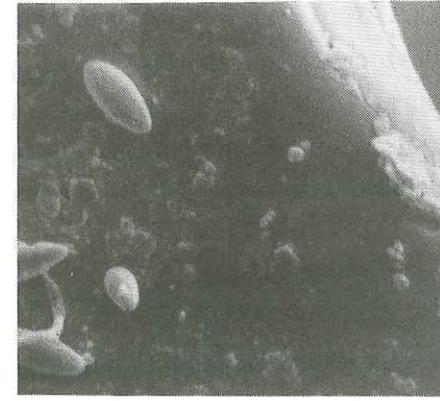
19.e

10 μ 

19.f

10 μ 

19.g

10 μ 

19.h

10 μ 

19.i

10 μ

Figure 19 - Exoscopie des grains de quartz (sables et matrices conglomératiques)

- Type deltaïque (échantillon 400 S₁)

. Anciennes traces de choc polies avec un gradient de polissage (les traces les plus anciennes sont les plus polies) ; ce sont essentiellement des croissants, des cupules et de grandes cassures à traces de cisaillement (Fig. 19.d).

. Dépôts siliceux affectant tout le grain (arêtes, faces et dépressions) et mis en place en plusieurs phases : on note en effet la présence d'une pellicule siliceuse montrant des traces en coin (dissolution chimique) recouvertes par d'autres dépôts siliceux. Ces dépôts sont globuleux ou en "fleurs", accompagnés quelquefois de néogénèses quartzzeuses (Fig. 19.f et g).

On peut en déduire l'évolution suivante :

1. Episode torrentiel ou fluvial de haute énergie (chocs),
2. Transport fluvial long (usure),
3. Dépôt et évolution dans un milieu soumis à des alternances d'immersions (dissolution) et d'émersions prolongées (pellicule siliceuse épaisse) du type plaine deltaïque.

- Type continental aquatique de basse énergie (échantillon 440 S₆)

. Anciens croissants, anciennes cassures à traces de cisaillement et marques en V, polis, avec gradient de polissage.

. Anciennes figures de dissolution en triangle, polies et empâtées.

. Dépôts siliceux affectant tout le grain avec néogénèse quartzzeuse et piégeage de Diatomées. Ces dépôts sont globuleux ou "en fleurs", à symétrie plus ou moins nette (Fig. 19.g et h).

Ces observations peuvent s'interpréter de la façon suivante :

1. Episode torrentiel ou fluvial de forte énergie avec façonnement éolien possible (chocs),
2. Episode fluvial (usure),
3. Episode marin inter-ou infratidal (dissolution),
4. Immobilisation du grain dans un milieu continental aquatique de basse énergie type étang ou méandre calme.

- Type continental aquatique de moyenne à forte énergie (échantillons 455S₅, 480S₂, 540S₃)

- . Anciennes traces de choc polies.
- . Epais dépôt siliceux (Fig. 19.i).
- . Grandes cassures récentes à bords aigus (Fig. 19.e).
- . Globules ou fleurs de silice colonisant de façon très éparse toute la surface des grains (Fig. 19.e).

Evolution probable :

1. Episode torrentiel, façonnement éolien possible (chocs),
2. Episode fluviatile (usure),
3. Immobilisation prolongée en milieu continental avec altération pédologique poussée (pellicule siliceuse),
4. Reprise en milieu fluviatile de forte énergie (cassures),
5. Immobilisation et dépôts pédologiques (dépôts siliceux parsemés).

a.3. Conclusions

La plupart des grains étudiés montrent des traces de chocs résultant d'une usure initiale éolienne ou torrentielle. Le transport ultérieur, par un agent de type fluviatile, a été plus ou moins long et le grain s'est ensuite déposé, soit en milieu marin littoral, soit en milieu continental.

Cette immobilisation a été souvent définitive, quelquefois temporaire lorsque des courants fluviatiles ou marins (vagues, marées) ont remanié le sédiment.

Les sables de Dionay se sont déposés durant une période de régression (au niveau du bassin) et d'érosion intense dans les zones intra-alpines. Les apports étaient donc surabondants et les sédiments fraîchement déposés étaient rapidement enfouis. Ce phénomène a dû limiter considérablement l'importance et la durée des remaniements.

b) Les conglomérats

Les grains de quartz des matrices ont été étudiés de la même façon que ceux des sables. Quant aux cailloux, leur forme et leur aspect de surface ont fait l'objet d'une analyse macroscopique et de mesures précises.

Tableau III - Morphométrie des galets

SEDIMENT ETUDIE		Echantillon	Emoussé			Aplatissement			Dis-symétrie
			Min.	Méd.	Max.	Min.	Méd.	Max.	Méd.
CONGLOMERATS FLUVIATILES : galets de quartzite		550 C ₁	170	310	560	185	230	350	620
		570 C ₂	220	405	580	140	190	255	585
		585 C ₅	195	350	585	165	185	275	640
CONGLOMERATS DU SAUTINET : galets de calcaire compact		440 C ₄	170	380	650	200	255	355	560
VALEURS DE REFERENCE (D'après A. CAILLEUX et J. TRICART, 1959)									
QUARTZITES	Solifluxion cryonivale		25	30	35				
	Moraines locales		65	85	195				
	Fluvió-glaciaire		180	450	480	180	200	380	
	Fluviatile en climat tempéré ou chaud		200	305	410	150	210	260	
	Fluviatile en climat semi-aride			185					
	Plage lacustre		270	305	445	190	210	230	
Plage marine			360			200			
CALCAIRES COMPACTS	Taillés par l'homme			60			110		
	Bombardement			20			180		
	Sols		10	60	175	150	180	250	
	Vent		40	90	140	180	210	250	
	Eboulis de gravité et de caverne		16	17	18	150	230	280	
	Coulées boueuses			50		160	180	190	
	Solifluxion cryonivale			80		290	330	360	
	Cassés par le gel		20	30	70	210	250	320	
	Cryoturbation (éboulis lités...)		8	15	40	180	320	440	
	Moraines		58	215	370	150	180	300	595
	Fluvió-glaciaire		33	340	445	170	200	300	575
	Fluviatile en climat froid		47	155	520	190	300	430	560
	Fluviatile en climat tempéré ou chaud		77	295	536	160	200	270	570
	Eau courante en pays semi-aride		105	260	445	170	200	320	
	Marmites de torrents		290	340	390	120	140	150	
Plages lacustres		260	330	400	240	300	360		
Plages marines		170	370	510	220	260	370	550	

b.1. Morphoscopie des galets

Quelle que soit la position du conglomérat, les galets apparaissent toujours bien façonnés. Les calcaires, surtout dans les conglomérats fluviatiles, montrent des cupules de dissolution aux points de contact, recouvertes d'un enduit marron ferrugineux et argileux.

On peut d'autre part être certain, lorsque l'on rencontre des galets de cristallin très altérés au sein de formations conglomératiques, que ces dernières n'ont subi aucun remaniement récent (toute remise en mouvement de ces galets les réduisant à l'état de sable).

b.2. Morphométrie des galets

Le tableau III indique les valeurs minimales, moyennes et maximales des indices d'émoussé, d'aplatissement et de dissymétrie pour les quelques conglomérats étudiés.

Les échantillons de poudingue fluviatile sont affectés d'indices I et A très élevés, ce qui nous suggère dans tous les cas une longue usure aquatique, mais avec un façonnement plus ou moins élaboré. Les résultats sont cohérents, c'est-à-dire que lorsque I et A augmentent, l'indice D diminue et vice-versa.

D. MORTAZ (en 1977), après avoir étudié un grand nombre d'échantillons prélevés sur tout le plateau, constate une augmentation du façonnement d'Est en Ouest, selon la direction des paléocourants.

Les galets calcaires appartenant à l'une des lentilles conglomératiques du Sautinet (intercalées dans les sables molassiques) ont fourni des valeurs d'indices assez proches de celles des milieux deltaïques.

b.3. Morphoscopie des quartz matriciels (Fig. 18.a et b)

Les grains se répartissent ici encore en non-usés nettement prédominants et émoussés moins abondants, la surface étant, selon les cas, luisante ou picotée. Les grains les plus gros et les plus émoussés sont aussi généralement les plus largement recouverts par les dépôts siliceux.

Des enduits ferrugineux colonisent très fréquemment les faces et les dépressions, voire l'ensemble du grain dans les matrices des conglomérats fluviatiles altérés.

La comparaison avec les sables continentaux fait ressortir un fait : la faible proportion d'émoussés s'assortit ici d'une usure plus complète de ceux-ci (les valeurs d'usure atteignent 10). Ceci est peut-être lié à la violence plus forte des courants d'apport.

Les proportions émoussés/non-usés sont encore typiques d'une abrasion fluviale prolongée.

b.4. Exoscopie des quartz matriciels

Les caractéristiques phénomorphiques révélées par l'examen au M.E.B. sont assez similaires pour les matrices des conglomérats fluviaux sains et altérés. On peut donc ne décrire qu'un aspect-type :

- Type fluviale (échantillons 570C₂ et 600C₆)

. Anciennes traces de choc polies avec un net gradient de polissage : il s'agit essentiellement d'anciens croissants (Fig. 19. b).

. Grandes cassures conchoïdales sur certains grains (Fig. 19. a).

. Dépôts siliceux sur toute la surface des grains, sous forme de globules disséminés pour la majorité des quartz ou avec l'aspect d'une pellicule épaisse en coulées sur les grains émoussés de la matrice des conglomérats altérés (Fig. 19. e et c).

. V de choc récents à bords aigus affectant seulement certains grains.

Ce qui nous suggère l'évolution suivante :

1. Episode fluviale de haute énergie (croissants),
2. Immobilisation et pédogenèse prolongée dans un horizon où la silice s'accumule (dépôts et coulées),
3. Eventuelle reprise éolienne pour certains quartz.

La matrice des lentilles conglomératiques du Sautinet n'a pas été étudiée.

b.5. Conclusions

Les quelques séries de mesures effectuées sur les galets de quartzite des conglomérats fluviaux et sur les galets calcaires des lentilles du Sautinet sont trop peu nombreuses pour nous permettre de formuler des conclusions précises quant au milieu de dépôt final. Cependant, tous les galets sont morphologiquement très évolués et ont

subi une longue usure aquatique. Les indices des galets calcaires du Sautinet sont très proches de ceux indiqués comme typiques des dépôts de plages marines par TRICART et CAILLEUX (Tableau III).

Les caractères morphoscopiques et exoscopiques des grains de quartz inclus dans la matrice des conglomérats fluviatiles sont semblables à ceux définis à propos des sables continentaux.

Deux particularités cependant :

- L'usure des quartz est plus poussée (valeur d'usure 10), ceci étant sans doute lié à la plus grande violence des courants.

- Les quartz provenant des conglomérats fluviatiles altérés montrent une évolution pédogénétique plus poussée marquée par des enduits siliceux épais en coulées.

5 - PETROGRAPHIE-MINERALOGIE

L'analyse qualitative et quantitative de la composition des sédiments détritiques s'est trouvée grandement facilitée depuis l'apparition de diverses méthodes qui se complètent et qui permettent de ne laisser de côté aucune des fractions granulométriques du matériau : comptage pétrographique sur l'affleurement pour les cailloux, examen et comptage en lames minces pour les sables (après consolidation des échantillons meubles), diffraction des rayons X pour les fines et les ciments.

a) Les sables

a.1. Composition minéralogique (Tableau n° IV, VI et VII)

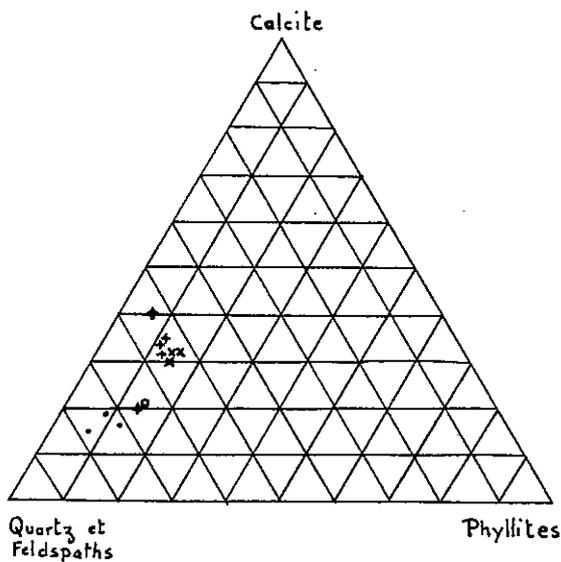
Le quartz est toujours prédominant, les grains étant simples ou composés, quelquefois tectonisés (extinction ondulante).

Les feldspaths sont variés et le plus souvent altérés : orthose, microcline et plagioclases altérés en argiles, damourite, épidote, calcite, chlorite, oxydes de fer.

Les micas sont plus abondants dans le haut de la série sableuse, en lamelles toujours très altérées (biotite très chloritisée).

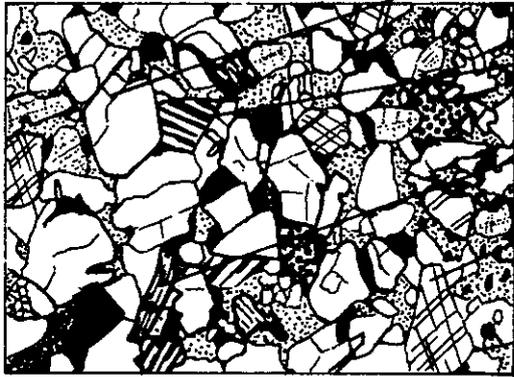
Tableau IV - Teneurs en minéraux majeurs des sables et matrices
conglomératiques

D E N O M I N A T I O N	Echan- tillon	Quartz %	Feldspaths %	Micas %	Calcite %
SABLES LITTORAUX	400 S ₁	58	20	7	15
	420 S ₄	55	16	12	17
	430 S ₉	47	26	8	19
SABLES CONTINENTAUX	440 S ₆	42	14	12	32
	460 S ₅	46	8	6	40
	480 S ₂	43	13	11	33
	515 S ₂₂	38	16	11	35
	540 S ₃	44	22	14	20
CONGLOMERATS DU SAUTINET	440 C ₄	46	19	14	21
CONGLOMERATS FLUVIATIILES	550 C ₁	35	19	14	32
	570 C ₂	38	15	15	32
	585 C ₅	37	18	15	30



- SABLES LITTORAUX
- + SABLES CONTINENTAUX
- CONGLOMERATS DELTAIQUES
- × CONGLOMERATS FLUVIATIILES

Figure 20 - Teneurs en minéraux majeurs (report sur diagramme triangulaire)

-a- SABLES LITTORAUX

(X 50)

quartz de tailles très variables,
souvent morcelés

perthite

plagioclases très altérés (en épidote,
séricite), maclésbiotite rare, très chloritisée, avec de
nombreuses impuretés

rares calcites en grains

ciment mixte à calcite et phyllites

grains souvent accolés et peu usés
(nombreux grains composés)

hydrates et oxydes ferreux

-b- SABLES CONTINENTAUX

(X 50)

quartz de tailles plus régulières

perthite

plagioclases maclés, altérés

biotite plus abondante, chloritisée

calcite en grains assez abondante

orientation préférentielle des
minéraux phylliteuxciment mixte argilo-calcaireux,
entourant davantage les grainshydrates et oxydes ferreux en
granulés

Figure 21 - Critères de distinction des sables littoraux et continentaux en lame mince

La calcite est toujours présente sous forme de grains détritiques et à l'intérieur de la matrice. Sa teneur semble bien croître avec la finesse du grain (PRIMEL, 1968).

Le cortège des minéraux lourds est typiquement d'origine alpine (G. LATREILLE, 1969) et englobe de nombreux minéraux métamorphiques. L'épidote, le grenat, le glaucophane, la tourmaline, le sphène, l'apatite et le zircon sont présents dans toutes les lames observées, quelquefois associés avec des hornblendes, du rutile, des staurotides, de l'andalousite et du disthène. La muscovite est très rare.

Le ciment est mixte, associant des débris détritiques primaires de calcite, chlorite, illite, montmorillonite (avec des interstratifiés IM et MC) et de la silice, de la calcite, des minéraux argileux interstitiels formés secondairement.

Au niveau des indurations en grès, la teneur en calcite peut atteindre soixante-quinze pour cent. La dolomite et la glauconie sont toujours absentes.

a.2. Conclusions

Les minéraux des sables de Dionay sont d'origine exclusivement alpine, provenant d'une aire d'érosion s'étendant jusqu'aux zones internes (certains minéraux d'épimétamorphisme proviennent sans doute des "Schistes Lustrés").

Le sédiment est pétrographiquement immature, ce qui nous confirme la rapidité d'enfouissement des matériaux (G. LATREILLE, 1969).

Enfin, à la suite de l'examen en lames minces, un certain nombre de critères peuvent être retenus pour différencier les sables littoraux des sables fluviaux :

- Sables littoraux (Fig. 21.a)

- . Les quartz sont de taille très variable, fréquemment brisés ou fissurés.

- . La calcite en grains détritiques est assez rare, les micas sont rares et très altérés. Les feldspaths sont également altérés et brisés.

- . Les grains sont assez serrés, fréquemment accolés.

- . La teneur en éléments ferrugineux est assez élevée.

- . La teneur globale en calcite ne dépasse pas vingt pour cent.

- Sables continentaux (Fig. 21.b)

- . Les quartz sont de taille plus régulière.
- . La calcite en grains et les micas sont plus abondants, toujours altérés. Les feldspaths sont moins altérés.
- . Les grains sont serrés, mais rarement accolés.
- . Les phyllites présentent fréquemment une nette orientation préférentielle.
- . La teneur en calcite est plus élevée, entre vingt pour cent et quarante-deux pour cent, elle croît avec la finesse du grain.

b) Les conglomérats

b.1. Les conglomérats molassiques

Ils apparaissent très polygéniques, avec des galets dont les diverses origines ne sont plus guère controversées depuis les travaux de J. BOCQUET (1966) :

- Calcaires purs ou plus ou moins argileux et silex de la couverture jurassique ou crétacée des Alpes (en provenance sans doute des massifs subalpins bordant Belledonne et le Pelvoux).
- Calcaires nummulitiques et grès du Champsaur et du flysch ultradauphinois.
- Quartzites du Trias et du Malm.
- Roches granitiques en provenance du Pelvoux.
- Quartz filoniens.
- "Roches vertes", radiolarites et variolites des zones piémontaises et ultradauphinoise.
- Roches métamorphiques du Pelvoux et des "Schistes Lustrés".
- "Verrucano" briançonnais.

Les comptages pétrographiques ont porté sur les éléments les plus abondants, dont les teneurs sont, selon D. MORTAZ (1977), les plus révélatrices de l'époque à laquelle s'est produit le dépôt (Tableau V).

Tableau V - Comptages pétrographiques partiels (formations
conglomératiques)

DENOMINATION		Echantillon	Calcaires %	Quartzites %	Roches cristallines %	Quartz filoniens %
CONGLOMERATS DU SAUTINET		440 C ₄	83,3	4,3	9,6	2,8
		440 C ₃	81,7	7,4	10,3	0,6
CONGLOMERATS	SAINS	550 C ₁	75,6	12,6	5,5	6,3
		570 C ₂	60,8	18,7	17,1	3,4
		585 C ₅	57,6	19,8	17,1	5,5
FLUVIATILES	ALTERES	575 C ₇	53,3	22,2	16,8	7,7
		600 C ₆	40,7	29,8	20,3	9,2
FORMATION DE CHAMBARAN		590 C ₁₃	0,6	67	21,7	10,7
		610 C ₁₂	2,2	62,1	15,8	19,9

Le résultat le plus significatif est fourni par la comparaison des teneurs en calcaires et en quartzites :

- Lorsqu'on s'élève dans la série, la proportion des calcaires diminue alors que celle des quartzites croît, ces deux catégories de galets étant présentes dans tous les affleurements, y compris ceux des conglomérats du Sautinet.

Il convient également de signaler la nette augmentation de la teneur en cristallin dans la partie sommitale des conglomérats fluviatiles et la forte proportion de galets de silex dans les conglomérats deltaïques du Sautinet. Ces observations sont à relier à l'abaissement progressif du niveau d'érosion dans les Massifs Cristallins Externes, de la couverture secondaire jusqu'au socle.

La composition minéralogique des matrices conglomératiques et des lentilles sableuses intercalées dans les conglomérats ne diffère en rien de celle des sables continentaux. Seule la matrice rougie des conglomérats fluviatiles altérés apparaît totalement décalcifiée, avec une forte proportion de kaolinite.

b.2. La Formation de Chambaran

Deux comptages pétrographiques ont pu être effectués sur des affleurements dont l'un est proche de la base de la formation (Tableau V).

Les tendances observées au niveau des conglomérats fluviatiles s'accroissent, avec une diminution très brutale de la teneur en calcaire qui peut être reliée soit à un dépôt plus tardif, soit à une altération plus intense, soit aux deux à la fois.

La matrice est dans l'ensemble argileuse, à kaolinite, illite et quartz, avec une forte proportion d'hydroxydes de fer qui patinent les galets de quartzite (limonite et hématite surtout).

c) Les argiles

c.1. Analyse des résultats

De nombreux échantillons ont été étudiés par diffraction X. Les résultats sont présentés dans le tableau VII dans lequel sont indiquées les proportions relatives des différents minéraux argileux.

Tableau VI - Teneurs en carbonates des sédiments

Sédiment étudié	Echantillon	Calcite %	Dolomite %
Sable littoral	400 S ₁	17	0
" "	420 S ₄	13,6	0
" "	430 S ₉	15,7	0
Sable continental	440 S ₆	30	0
" "	455 S ₅	41,6	0
" "	480 S ₂	37	0
" "	515 S ₂₂	39,8	0
" "	540 S ₃	22	0
Argile gris-noir	435 A ₃	10	9
Marne grise	440 A ₁₆	32,5	2,5
Argile grise	450 A ₇	23	1
Marne gris-bleu	475 A ₂	30	4
Argile bleutée	498 A ₁₁	23	1
Marne gris-bleu	500 A ₁	33	3
Argile bleutée	500 A ₁₅	11	2
Argile ocre	503 A ₁₄	22	2
Argile bleutée	524 A ₁₂	0	0
Argile bleu-noir	540 A ₈	2	0
Marne bleu-noir	600 A ₁₇	35	3
Argile rouge	596 A ₁₀	0	0
Argile rouge	581 A ₁₉	0	0
Argile rouge	568 A ₉	0	0
Conglomérat du Sautinet	440 C ₄	20	0
Conglomérat fluviatile sain	550 C ₁	35	0
	570 C ₂	30	0
	585 C ₅	31	0
Conglomérat fluviatile altéré	575 C ₇	0	0
	600 C ₆	0	0
Formation de Chambaran	612 C ₂₀	0	0
" " "	635 C ₁₈	0	0

Note : Le terme "marne" est employé à la place d'"argile" lorsque la teneur en calcite dépasse 25 %.

Sédiment étudié	Echantillon	Illite	Chlo-rite	Kaoli-nite	Montmo-rillonite 12 Å (Na)	Montmo-rillonite 14 Å (Ca)	Inter-stratifiés	Divers (Q=Quartz) (Ox=Oxydes)
Sable littoral	400 S ₁	+			+		I-M, C-M, V?	
	420 S ₄	+			+		I-M, C-M	
Sable continental	480 S ₂	++	+	-	+		peu M-C	Q
	540 S ₃	+	+	-	+	-	I-M, C-M	Q
Argile gris-noir	435 A ₃	++	++		+		peu I-M-C	Q
Marne grise	440 A ₁₆	++	++	-	+		peu I-M-C	Q
Argile grise	450 A ₇	++	+	-	+		I-M-C	Q
Marne gris-bleu	475 A ₂	++	+	-	+		peu I-M, M-C	Q
Argile bleutée	498 A ₁₁	++	+	+	+		I-M-C	
Marne gris-bleu	500 A ₁	++	+	-	+		I-M-C	Q
Argile bleutée	500 A ₁₅	++	+	+	+		C-M, I-M-C	Q
Argile ocre	503 A ₁₄	++	-	+	+		M-C, I-M, I-C	Q et Ox
Argile bleutée	524 A ₁₂	++	+	+	+		I-M-C	Q
Argile bleu-noir	540 A ₈	+	-	+	+	+	I-M-C	Q
Marne bleu-noir	600 A ₁₇	+	-	+	+	+	I-M-C	Ox
Argile rouge	596 A ₁₀	++	-	+	++		I-C, M-C, V-C?	Q et Ox
Argile rouge	581 A ₁₉	+	-	++	+		peu I-M, M-C, I-C	Q et Ox
Argile rouge	568 A ₉	+	-	++	+		I-M, M-C, I-C	Q et Ox
Conglomérat fluviatile sain	550 C ₁	+	+	-	+		I-M, C-M	Q
	585 C ₅	+	+	+	-		I-M, C-M	Q
Conglomérat fluviatile altéré	575 C ₇	+		++			peu I-M-C	Q et Ox
	600 C ₆	+	-	+			peu I-M-C	Q et Ox
Formation de Chambaran	612 C ₂₀	+		++				Ox
	635 C ₁₈	+		++				Ox

++ : constituant abondant

+ : constituant net

- : traces

Tableau VII - Analyse minéralogique partielle de la fraction inférieure à 2 μ des sédiments

Quelques constatations s'imposent :

- L'illite est présente partout.
- La chlorite est fréquente, surtout dans les échantillons les plus bas altimétriquement (qui sont les moins riches en biotite).
- La kaolinite, discrète à la base devient très abondante dans le haut de la série, accompagnée d'oxydes, lorsque les carbonates disparaissent (phénomènes diagénétiques).
- La montmorillonite est fréquente en faible quantité, plutôt sous sa forme sodique M 12 que calcique M 14.
- La vermiculite peut être présente. En l'absence de tests complémentaires, on ne peut la distinguer de la chlorite en présence d'illite.
- Les interstratifiés sont de type I/M/C, I/M, M/C, ou I/C. Ils sont rarement réguliers, plus souvent constitués par un empilement irrégulier des minéraux constitutifs. Dans le premier cas, on a affaire à des formes stables et dans le second à des termes de passage d'un minéral à l'autre.

c.2. Origine des minéraux argileux

Comme l'analyse minéralogique des grains de sable, celle des minéraux argileux révèle l'immaturité pétrographique des sédiments molassiques.

Les illites, kaolinites, chlorites, montmorillonites et interstratifiés qui constituent les dépôts peu altérés sont en effet hérités en majeure partie. Ceci est d'autant plus vrai que le dépôt est plus grossier.

Le transport et la diagénèse ne se manifestent que par l'apparition de nouveaux interstratifiés (I-C et I-M-C), l'évolution vers l'un des pôles des interstratifiés préexistants, ou l'apparition de montmorillonite dans les zones confinées. Ces modifications s'observent essentiellement dans les sédiments les plus fins : les milieux aquatiques les plus calmes sont en effet ceux où la concentration en ions est la plus forte, car l'évaporation y est plus efficace.

A l'opposé, lorsque les couches ont été ramenées en surface par l'érosion, un lessivage intense par des eaux acides a provoqué une décalcification totale, un enrichissement important en kaolinite et une hydrolyse plus ou moins poussée des autres minéraux argileux.

Il faut noter également qu'il s'est sûrement produit, au sein d'un même courant d'apport, des mélanges entre des particules venant de provinces d'alimentation très éloignées et d'autres argiles arrachées à des zones très proches du lieu de dépôt final. Ce phénomène pourrait expliquer la coexistence de montmorillonite abondante et d'une illite à très fort degré de cristallinité dans un milieu où les interstratifiés sont rares.

6 - PALEONTOLOGIE

Pour la rédaction de ce paragraphe, nous nous sommes largement inspirés des ouvrages de synthèse conçus par G. TRUC (1971) et P. MEIN (1971), du Laboratoire de Géologie de la Faculté de Lyon, qui ont bien voulu, par ailleurs, identifier les organismes fossiles extraits par lavage-tamissage.

La faune trouvée à Dionay était concentrée, soit dans les lentilles grossières intercalées dans les sables continentaux ou au sommet des sables littoraux, soit dans certains niveaux des couches argilo-marneuses ou encore au toit de ces dernières. Il est possible de distinguer trois faciès fauniques correspondant à autant de "pièges à sédiments" dans lesquels des organismes de même âge, mais provenant de biotopes différents, se sont trouvés enfouis ensemble :

- un faciès littoral-saumâtre (avec souvent des formes continentales) ;
- un faciès fluviatile (avec des formes palustres) ;
- un faciès palustre-stagnatile (avec de fréquentes influences fluviatiles).

Voici donc (page suivante) la description des gisements dans l'ordre stratigraphique, avec indication de l'âge, du faciès et de la zone de rattachement par rapport aux biozonations récentes (voir tableau VIII).

Remarque :

- E.S. = Mollusque vivant en eau salée,
- E.D. = Mollusque vivant en eau douce,
- T. = Mollusque terrestre.

Du point de vue stratigraphique, les gisements cités se placent entre le sommet des sables littoraux et le milieu des sables et marnes fluvio-lacustres. Les quelques échantillons prélevés plus bas dans la série se sont révélés azoïques. Au-dessus de la cote 500, les affleurements sont beaucoup plus rares et aucun ne nous a paru susceptible de renfermer des restes fossiles.

Ces données paléontologiques nous permettent de corréler les niveaux étudiés avec des formations bien décrites et datées du Bas-Dauphiné : les "Sables à *Nassa michaudi*" du Tortomien inférieur et les "Sables et marnes à *Megalotachea delphinensis*" du Vallésien. En outre, les paléobiotopes se trouvent ainsi mieux définis :

- Echantillon 430 S8
(Lentille sablo-graveleuse)

Mollusques :

Nassa michaudi (E.S.)
Megalotachea delphinensis (T.)
Planorbarius (E.D.)
Bithynia (E.D.)
Stagnicola (E.D.)
Apex d'*Ovatella* ou d'*Ellobium* (E.S.)

Brachiopodes et Crustacés :

Valves de *Thëcididès* et de *Balanes*

Bryozoaires remaniés

Piquants d'oursins du type *Brissopsis*

Faciès : littoral-saumâtre
(à infl. continentales)

Zone de Mollon

Age : Tortonien inférieur

- Echantillon 435 S30
(Lentille de sables grossiers)

Mollusques :

Nassa michaudi (E.S.)
Hydrobia (E.S./E.D.)
Bithynia (E.D.)
Segmentina (E.D.)
Anisus (E.D.)

Crustacés :

Valves de *Balanes*

Bryozoaires remaniés

Foraminifère du genre *Elphidium*

Faciès : littoral-saumâtre
(type étang littoral)

Zone de Mollon

Age : Tortonien inférieur

- Echantillon 440 A 15
(Marne)

Mollusques :

Bithynia (E.D.)
Helicidès abîmés (E.D.)

Ostracodes d'eau douce

Faciès : palustre-stagnatile

- Echantillon 480 S2
(Lentille de sables grossiers)

Mollusques :

Megalotachea delphinensis (T.)

Faciès fluviatile

Zone de Mollon

Age : Vallésien

- Echantillon 500 A1
(Toit d'une couche de marnes)

Mollusques :

Hydrobia (E.S./E.D.)
Bithynia (E.D.)
Viviparus (E.D.)
Ancylus (E.D.)

Mammifères :

Anourosorex
Parasorex
Plesiodimylus
Desmanella
Prolagus
Parapodemus
Valerymis
Hispanomys

Kowalskia
Rotundomys
Heteroxerus
Eliomys
Miodyromis
Muscardinus
Castor
Dorcatherium

Ostracodes d'eau douce

Gyrogonites de Charophytes

Faciès : fluviatile

Zone de Mollon

Age : Vallésien

- Au Tortonien inférieur, dans des lagunes isolées et calmes fréquemment envahies par des venues d'eau douce, la végétation se développe (lignites) et les *Nassa michaudi* (espèce euryhaline), résistant mieux à la dessalure du milieu prolifèrent (DEMARCO, 1970). Lorsque survient un apport détritique plus grossier charriant une faune continentale, il entraîne à faible distance les marnes et les Nasses fraîchement déposées (lentilles grossières à mélange de faunes continentale et littorale, associées à des galets marneux).

- Au Vallésien, sur une topographie sans doute très plane recouverte par une végétation abondante, des phénomènes analogues se produisent : lorsque se manifeste une augmentation brutale de la violence des courants d'apport, la faune est entraînée et se concentre au lieu de dépôt du matériau grossier (relativement aux dépôts antérieurs). Ainsi s'explique la richesse en fossiles des premiers sables au-dessus des couches argilo-marneuses (dans ce cas on observe un mélange de formes fluviatiles, palustres, et terrestres) ou des lentilles caillouteuses au sein des sables continentaux (formes surtout fluviatiles ou terrestres).

D - CONCLUSIONS

1 - SEDIMENTOGENESE ET PALEOGEOGRAPHIE

a) Les sables littoraux

A l'instar de tous les sables rencontrés dans la commune, il s'agit de sédiments très bien classés et bien triés, présentant un cortège de minéraux d'origine typiquement alpine.

Quelques caractéristiques les distinguent des sables continentaux :

- La stratification est assez hétérogène dans le détail, les séquences lithologiques étant typiques d'un milieu côtier où les influences respectives des courants fluviatiles et marins, des vagues et des marées s'affrontent ou se succèdent.

- Le grain est légèrement plus grossier, mais surtout on observe de fréquentes variations granulométriques d'un lit à l'autre.

- A la surface des grains de quartz, des figures de dissolution apparues en milieu marin affectent quelquefois une pellicule siliceuse résultant de l'immobilisation en milieu continental (alternances d'immersions et d'émersions prolongées).

- En lame mince, les minéraux apparaissent très altérés et le quartz est fréquemment fissuré ou morcelé. Les grains sont souvent accolés.

- La teneur en calcite et micas est généralement plus faible que dans les sables continentaux (la granulométrie intervient aussi).

- La faune, enfin, concentrée dans les lentilles grossières du sommet de ces sables, associe des formes continentales saumâtres et marines du même âge, rassemblées dans certains chenaux.

Il est donc possible de conclure à une sédimentation de plate-forme épicontinentale peu profonde, à émerisions temporaires ; les faciès évoluent vers un pôle de plus en plus littoral. Des courants d'origine, d'intensité et de direction variables, remanient constamment les sédiments frais dont les éléments sont apportés par les fleuves alpins.

La présence de ce faciès littoral sur une épaisseur de quarante mètres vers Dionay nous indique un accroissement temporaire du volume des apports détritiques durant toute la période de dépôt de ces sables.

L'abondance des *Nassa michaudi* permet l'identification de nos sables à des dépôts d'aspect et de position stratigraphique identique décrits par G. DEMARCO en 1970. Il s'agit du faciès dit des "Sables d'Heyrieux" ou des "Sables à *Nassa michaudi*", daté du Tortonien inférieur.

b) Les lentilles conglomératiques du Sautinet

L'étude sédimentologique de ces lentilles conglomératiques nous a permis de faire deux constatations :

- Les indices morphométriques et la faible inclinaison des galets par rapport au litage (8 à 16°), sont caractéristiques d'un sédiment marin deltaïque.

- Par comparaison avec les affleurements les plus bas des conglomérats fluviaux, la taille moyenne des galets est inférieure, la proportion des calcaires est plus forte, celle des quartzites moindre. Ceci nous permet de dire que le dépôt de ces

poudingues du Sautinet s'est effectué à une époque durant laquelle les courants éro-
daient beaucoup plus la couverture des chaînes subalpines que le Trias quartzeux. En
outre, la compétence des fleuves était bien inférieure à celle qu'ils avaient, sur la
même longitude, lors du dépôt ultérieur des conglomérats fluviatiles.

Pour nous, ces lentilles d'extension relativement importante, isolées à la
limite des sables littoraux et continentaux doivent être reliées à la puissante forma-
tion des "Conglomérats de Voreppe" étudiée en détail par J. BOCQUET (1966). En effet,
en se déplaçant vers l'Est, on constate que la série sableuse est envahie progressive-
ment par une formation conglomératique qui représente le delta de l'Isère miocène hors
des Alpes (Fig. 9 et 10). L'extension maximale de ces conglomérats deltaïques vers le
Sud-Ouest correspond d'après G. DEMARCQ (1970), à la formation des "Conglomérats de
Notre-Dame-de-l'Osier, d'âge tortonien inférieur. Celle-ci se terminerait en biseau à
l'Ouest de Vinay, où le faciès conglomératique ne serait plus représenté que par quel-
ques lentilles éparses et serait relayé par le faciès des "Sables à *Nassa michaudi*"
(Fig. 9).

Certains auteurs contestent la position stratigraphique attribuée par DEMARCQ
aux formations conglomératiques de Notre-Dame-de-l'Osier.

Pour notre part, nous considérons que les lentilles du Sautinet constituent
bien la terminaison occidentale du delta de Voreppe. A leur niveau, plus à l'Ouest dans
la commune, on rencontre effectivement les couches riches en *Nassa* (Fig. 13).

Une description empruntée au Rapport du Congrès sur le Néogène Rhodanien (1971,
p 184), illustre parfaitement les conditions paléogéographiques régnant sur la plate-
forme côtière au début du Tortonien, juste avant l'émersion définitive :

"La mer, en distribuant les éléments conglomératiques, édifie des flèches
prélittorales successives qui émergent rapidement et délimitent des lagunes temporaires.
Dans ces petites lagunes où l'apport détritique est faible, la végétation peut s'instal-
ler et les *Nassa* proliférer. Une nouvelle arrivée détritique sableuse n'a guère d'action
érosive et recouvre tout simplement le dépôt limoneux. Mais si cette nouvelle arrivée
détritique est grossière, elle provoque une remise en mouvement très locale du dépôt
marneux fossilifère de la lagune et entraîne non loin les *Nassa* vivantes."

c) Sables, marnes et argiles fluvio-lacustres

Les sables, bien classés et bien triés, représentent encore un sédiment granulométriquement très mature. Leurs caractéristiques sont les suivantes :

- La stratification est beaucoup plus homogène que dans les sables littoraux, avec des chenaux généralement plus vastes, de dimensions constantes à l'échelle de l'affleurement, et de direction moins variable.
- Le grain est fin à très fin, et au sein même des ensembles sableux, les passées caillouteuses ou limoneuses sont très rares (granulométrie homogène).
- L'évolution fluviale a marqué la surface des quartz.
- La calcite et les phyllites y sont mieux représentées, ces dernières étant fréquemment orientées. L'altération des minéraux est moins poussée et les grains, en lame mince, ne sont pas accolés.

Vers le haut, apparaissent des lentilles conglomératiques de plus en plus nombreuses, annonçant le puissant dépôt caillouteux qui suivra.

Présentes sur toute la hauteur de la série continentale, les couches argileuses ou marneuses sont épaisses de 0,8 à 8 mètres et espacées de 4 à 20 mètres. Bien que continues à l'échelle de la commune, elles montrent en de nombreux points des variations d'épaisseur liées à un dépôt en cuvettes ou au ravinement de leur toit.

Bien que peu apparent, un litage horizontal existe cependant et l'on observe, dans certaines couches épaisses, des variations rythmiques décimétriques de granulométrie et de couleur.

Au sein de ces dépôts, la fraction grossière est représentée par des nodules, des concrétions ferrugineuses (dans les niveaux les plus élevés), des sables fins (passées limoneuses) ou par des galets arrondis disséminés (dans les niveaux supérieurs).

La composition minéralogique de base est celle d'une marne à illite, chlorite, montmorillonite sodique et dolomite passant, sous la base de la barre conglomératique à une argile où prédominent l'illite, la kaolinite et les hydroxydes. Cette modification est irrégulière et son mécanisme fait sans doute intervenir deux facteurs, d'une part une augmentation de la proportion des kaolinites parmi les argiles héritées, liée aux progrès de l'érosion, attaquant des terrains de plus en plus profonds et riches en alcalins au niveau des zones d'alimentation ; d'autre part, postérieurement, plusieurs pé-

riodes d'altération prolongée des dépôts superficiels durant lesquelles des eaux acides dissolvaient les carbonates. Les conditions de climat et de drainage existant durant ces périodes permettaient la fixation des ions constitutifs de la kaolinite alors que disparaissaient progressivement les chlorites, montmorillonites et une partie des illites.

La faune rencontrée dans les rares passées grossières des sables est uniquement terrestre ou dulcaquicole, associée à des débris végétaux. Les formes présentes dans les marnes ou à leur toit sont du même type, avec en plus des restes d'organismes typiquement lacustres. Les fossiles ont été datés du Vallésien ou du Turolien (Miocène supérieur continental).

Pour imaginer les conditions paléogéographiques régnant à cette époque, il faut encore une fois replacer notre secteur dans son cadre régional. A l'Est, le delta conglomératique de Voreppe, après un maximum d'extension (lentilles du Sautinet) a légèrement régressé, mais l'"Isère" miocène continue d'apporter des éléments grossiers qui se déposent à la sortie de sa cluse en édifiant un vaste cône. A l'Ouest du Col de La Madeleine, les terrains du Vallésien présentent par contre un faciès essentiellement marneux ou argileux (G. MONJUVENT, 1976), évoquant une sédimentation de plaine continentale sur laquelle les rares dépôts sableux sont localisés aux environs des lits des cours d'eau divaguants.

Au Vallésien, le secteur de Dionay se trouve donc à la jonction du cône alluvial et de la plaine continentale. La sédimentation va osciller durant toute cette période entre un pôle fluviatile et un pôle lacustre ; le premier étant représenté par les dépôts sableux puis sablo-conglomératiques de l'extrémité du cône et le second étant matérialisé par les niveaux marneux qui s'épaississent et envahissent toute la série plus à l'Ouest.

En l'absence de données supplémentaires, nous nous contenterons d'indiquer que l'origine de ce "balancement" de la sédimentation peut être aussi bien climatique que tectonique en soulignant toutefois que les pentes de l'extrémité du cône et de la plaine devaient être très faibles. Ainsi, de très légères variations des conditions d'érosion dans les zones d'alimentation devaient-elles pouvoir entraîner un important déplacement du point de jonction entre les deux domaines sédimentaires s'accompagnant de brusques changements dans la nature des dépôts.

d) Conglomérats et argiles fluviolacustres

L'épandage d'une véritable nappe de cailloutis de plus en plus grossiers témoigne de l'augmentation de la violence des courants d'apport venant des Alpes, augmentation que l'on peut relier, sans incertitudes cette fois-ci, à la crise orogénique qui affecte la chaîne à la fin du Miocène.

A la suite de l'étude des caractéristiques granulométriques, morphométriques et morphoscopiques de ces conglomérats, nos conclusions rejoignent celles de D. MORTAZ (1977) qui évoque un dépôt de glaciis sous forme d'épandage en nappe par des cours d'eau divaguants alimentés par des chasses d'eau brutales (phénomène de "wash-out").

Ce même auteur attribue à la fin du Pliocène la partie sommitale des conglomérats de Dionay, en se basant sur des différences dans la teneur en galets de quartzites et calcaires. Aucun autre critère, en l'absence de faune, ne permet de distinguer les ensembles conglomératiques fini-miocène et fini-pliocène, dont les éléments ont été transportés et déposés par des appareils fluviaux de même provenance et de caractéristiques semblables.

Disposant de trop peu d'affleurements au sommet des conglomérats molassiques pour confirmer ou rejeter cette hypothèse, nous constaterons seulement que de bas en haut de la formation, la proportion des calcaires diminue alors que celle des quartz et quartzites augmente. En outre, la taille moyenne des galets croît de bas en haut du dépôt. Ces variations verticales sont la conséquence directe de l'augmentation de la compétence des courants fluviaux et de l'érosion croissante des massifs cristallins alpins.

Il est reconnu enfin, qu'au sein d'un dépôt de ce type, la taille et la quantité des galets diminue d'amont-en aval-courant (ici d'Est en Ouest).

La couche argilo-marneuse (contenant des matières organiques) qui coupe la barre conglomératique à peu près en son milieu, nous apparaît, après analyse, du même type que celles qui s'intercalent dans les sables continentaux. Elle correspond sans doute, ainsi que les passées sableuses interstratifiées dans les conglomérats, à des dépôts de bordure de chenaux ou de cuvettes à l'abri des courants.

D'autre part, cette même couche constitue souvent un "niveau de base" pour l'altération qui affecte la partie supérieure des conglomérats et qui se manifeste par

une décalcification totale de la matrice sableuse, un enrichissement en kaolinite et oxydes, une diminution de la proportion des calcaires et des graviers en général.

L'âge et la durée d'une telle altération per descensum restent très incertains, celle-ci ayant pu débiter au cours du Pliocène, et se poursuivre durant le Quaternaire jusqu'à nos jours.

e) Formation de Chambaran

Nous ne reviendrons pas sur les diverses hypothèses émises quant à l'âge et à la genèse des "Glaises à galets" (voir la partie "Cadre géologique Régional").

Après l'examen de quelques affleurements "en place" dans la commune, nous formulerons quelques observations :

- La morphologie des galets et blocs de quartzites évoque un agent d'usure finale fluviatile.

- On observe un recassage, mais qui n'affecte que les petits galets (aux alentours de trente à cinquante millimètres). Son origine est plutôt fluviatile que glaciaire.

- La taille des cailloux est en moyenne supérieure à celle des galets finimiocènes (ou fini-pliocènes ?), sans atteindre toutefois le volume limite d'un mètre cube transportable par un courant d'eau. Dans la formation, cette taille croît de bas en haut : le "galet record", de 60 x 30 x 26 cm a été découvert à La-Motte-de-Galaure (F. BOURDIER, 1961).

- Le dépôt se compose essentiellement de roches siliceuses (quartzites, quarts filoniens, silex, roches éruptives très altérées) auxquelles s'ajoutent vers la base de la formation des calcaires sombres, le tout noyé dans une matrice argileuse rouge à kaolinite, illite, quartz et hydroxydes de fer.

- L'altération semble bien diminuer d'intensité du haut vers le bas de la formation où l'on rencontre de nombreux fantômes de galets, blancs et plastiques, et où l'argile interstitielle est plus bariolée. Ceci va dans le sens d'une altération per descensum postérieure au dépôt.

Au niveau de la commune, le contact avec les couches conglomératiques inférieures se fait par l'intermédiaire d'une épaisse couche d'argiles à illite, kaolinite,

quartz, hydroxydes et concrétions ferrugineuses que ses caractéristiques générales de litage et de granulométrie ne distinguent guère des niveaux argileux inférieurs. Rappelons toutefois la présence dans cette couche et dans la base de la formation de Chambaran de niveaux ou lentilles sablo-limoneuses d'extension assez importante .

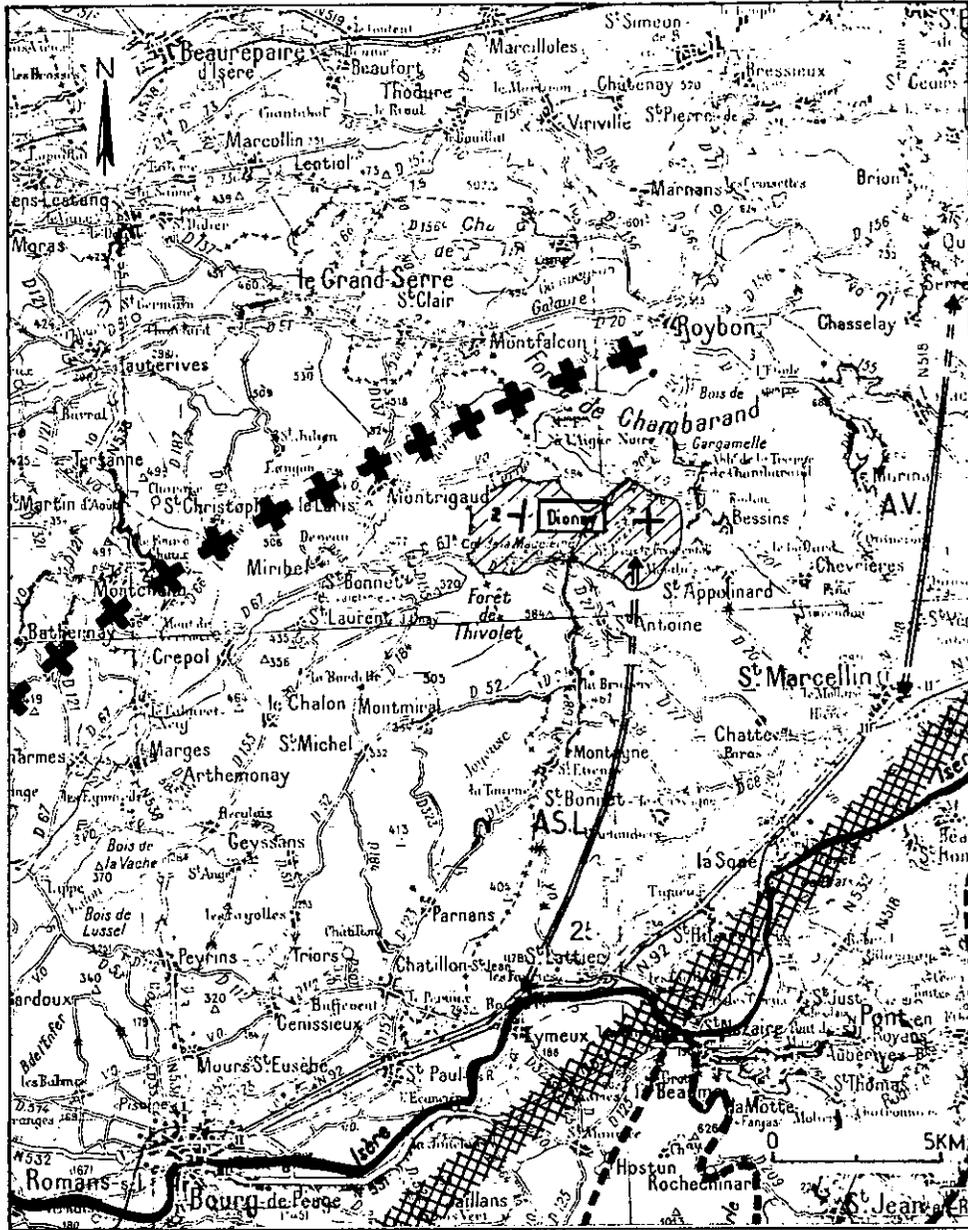
Au vu de ces quelques éléments, il semble bien que la Formation de Chambaran constitue le résidu d'altération d'un important épandage fluviatile en provenance de l'Est se superposant dans la commune aux dépôts fluviatiles grossiers de la fin du Miocène (ou du Pliocène ?). L'âge exact de cet épandage reste donc indéterminé et il n'est pas exclu qu'il soit contemporain d'une ancienne phase glaciaire et lié à des phénomènes de débâcle périglaciaire. On note en effet, dès le début du Villafranchien des inversions du champ magnétique dans le Massif Central (ROCHE, 1953).

Quoiqu'il en soit, lorsque le creusement a succédé à l'alluvionnement, au Villafranchien, l'Isère s'est installée à l'emplacement de son tracé actuel, qui correspond à la génératrice latérale du vaste cône alluvial qu'elle avait édifié précédemment. La fixation du cours d'eau dans cette position après quelques divagations peut s'expliquer par le fait qu'il y rencontre des cailloux de moindre taille ; c'est également là que la pente est la plus forte entre la sortie de la Cluse de l'Isère et le niveau de base représenté par le Rhône qui coulait déjà à sa place actuelle (G. MONJUVENT, 1969).

2 - DEFORMATIONS

Toute mesure localisée de pendage reste sans signification dans ces terrains à litage entrecroisé où le ravinement est la règle. En outre, certains niveaux caractéristiques, comme les lentilles fossilifères, ont souvent été placés à des cotes légèrement différentes par les irrégularités du ravinement et ne peuvent donc servir de niveaux-repères. On en est donc réduit à considérer la géométrie d'ensemble des formations.

Aucune faille n'apparaît sur le territoire de la commune, l'absence de structure cassante semblant confirmée par la continuité remarquable des couches argileuses et de la base de la barre conglomératique fini-miocène, qui s'abaissent régulièrement à l'Ouest du Col de la Madeleine, mais n'apparaissent décalées en aucun point.



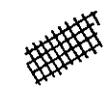
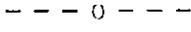
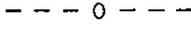
-  Limite nord des affleurements de terrains secondaires
-  Zone faillée de l'Isère (délimitation incertaine)
- 
-  Couches horizontales
-  Couches inclinées (avec valeur moyenne du pendage)
-  Axe anticlinal
 A.S.L. : anticlinal de SAINT-LATTIER
 A.V. : anticlinal de VARACIEUX
-  Seuil de TOURNON-ROYBON
- 

Figure 22 - Lignes tectoniques intéressant la molasse miocène dans la zone de DIONAY

La structure de ce secteur du Bas-Dauphiné est assez bien connue à la suite des campagnes de prospection pétrolières (prospections électriques, sismiques, gravimétriques, forages profonds et levés systématiques de pendages) interprétées du point de vue géologique par GOGUEL (1948), puis par ORGEVAL et RUMEAU (1956) et GERMAIN et DEMAISON (1958). Les principales lignes tectoniques intéressant les molasses de notre secteur sont esquissées dans la figure 22.

La zone de Dionay apparaît peu tectonisée, affectée simplement par quelques bombements anticlinaux peu accentués.

- Déformations fini-miocènes

Dans le secteur qui nous intéresse, il s'agit essentiellement de l'anticlinal dissymétrique de Saint-Lattier, de direction Nord 10 à Nord 15 dont le flanc ouest s'incline de deux à trente degrés et le flanc est de six à dix degrés. Ce bombement s'ennoie vers le Nord entre Roybon et Saint-Antoine.

La commune de Dionay se trouve exactement à cheval sur l'extrémité de l'axe de cet anticlinal, dont le flanc ouest ne s'incline plus à ce niveau que de deux à trois degrés.

A l'Est, un anticlinal de même âge et de même direction est centré sur une ligne Varacieux-Col de Toutes-Aures. Plus à l'Ouest, dans la Drôme, les couches du Miocène supérieur sont horizontales.

Il faut signaler pour terminer que l'anticlinal de Saint-Lattier se superpose à un chaînon secondaire très fracturé d'allure anticlinale enterré sous la molasse.

- Déformations fini-et post-pliocènes

En considérant les altitudes comparées de certains niveaux-repères du Pliocène (couches marines ou lagunaires présentes uniquement à l'Ouest d'une ligne Romans-Beaurepaire, surface de comblement pliocène), on a constaté un soulèvement d'ensemble du Bas-Dauphiné, accompagnant la surrection des Alpes.

R. BALLELIO (1972) fait état d'un abaissement des couches pliocènes de part et d'autre d'une ligne Tournon-Ryobon et évoque un seuil stable placé entre deux zones s'étant affaissées à la fin du comblement pliocène. Selon ce même auteur, ce seuil aurait déjà fonctionné à la fin du Miocène, conditionnant l'emplacement des affluents de la ria prépliocène (le réseau prépliocène préfigure d'ailleurs l'actuel).

DIVISIONS CONTINENTALES	TECTONIQUE - EROSION - SEDIMENTATION		DIVISIONS MARINES	FORMATIONS DU BAS - DAUPHINE	BIOZONATIONS (à titre indicatif)	
	Domaine ALPIN ←	→ MESOGEE BAS-DAUPHINE			Gastéropodes	Mammifères
VILLAFRANCHIEN	SOULEVEMENT	Ph. Pasadenienne	CREUSEMENT	Loess de Saint Vallier (et "Limoons des Plateaux" ?) (Cailloutis de Chambaran ???)	SAINT VALLIER	SAINT VALLIER
PLIOCENE SUPERIEUR						
PLIOCENE INFERIEUR	AFFAISSEMENT	EROSION	CREUSEMENT	Sables fluviatiles de Lens-Lestang	HAUTERIVES	HAUTERIVES
INFRA-PLIOCENE						
TUROLIEN = PIKEMIEN	SOULEVEMENT	Ph. Rhodanienne	CREUSEMENT	Marnes d'Hauterives Argiles saumâtres et cailloutis d'Hauterives Argiles marines de Beausembiant Argiles d'eau douce à oligohalines Cailloutis fluviatiles et marnes caillouteuses de la Galaure	CELLÉNEUVE	CELLÉNEUVE
VALLESIEN						
				Conglomérats fluviatiles Sables, argiles et marnes continentales à <i>Megabotachea delphinensis</i> Conglomérats deltaïques de Voreppe / Sables à <i>Nassa michoudi</i> Sables littoraux	MOLLON	MOLLON LOBRIEU

Tableau VIII - Cycles sédimentaires et biostratigraphie du Néogène rhodanien (inspiré de R. BALLELIO et al., 1971)

3 - CYCLES SEDIMENTAIRES MIOCENE ET PLIOCENE

Mieux qu'une fastidieuse description, le tableau VIII montre l'évolution du piedmont Bas-Dauphinois du Miocène au Quaternaire et la similitude des cycles miocène et pliocène.

Aux deux époques, la phase transgressive est marquée dans la sédimentation par le dépôt d'argiles marines encadrées par des argiles ou sables continentaux.

Aux deux époques, la phase régressive se traduit par une sédimentation sableuse ou marneuse continentale qui s'achève par un épandage fluviatile grossier.

Ce sont évidemment les mouvements verticaux de l'écorce qui règlent, au niveau du Bas-Dauphiné, les cycles d'érosion-sédimentation et de transgression-régression.

A la fin du Miocène, se produit un soulèvement généralisé qui interrompt la liaison Atlantique-Mésogée et vide le couloir rhodanien. Dans le même temps, les apports alpins deviennent de plus en plus grossiers (les pentes augmentent et le niveau de base des cours d'eau s'abaisse).

A l'Infrapliocène, le soulèvement du domaine rhodanien provoque un recul maximal de la Mésogée. Dans le Bas-Dauphiné, le creusement est intense (réseau hydrographique prépliocène profondément encaissé).

L'affaissement généralisé qui va suivre permet le rétablissement de la communication entre l'Atlantique et la Mésogée. La mer envahit la ria rhodanienne prépliocène. Dans le domaine alpin, l'érosion persiste, moins intense.

Enfin, le soulèvement fini-pliocène provoque un nouveau retrait de la mer (le développement des glaciers entraînant également un abaissement de son niveau). Dans le domaine continental, l'érosion reprend et le grain des apports augmente dans le Bas-Dauphiné. Celui-ci s'exhaussant, le creusement va progressivement l'emporter sur la sédimentation (mise en place de l'Isère actuelle).

Nous terminerons en indiquant que les multiples phases d'avancée des faciès du delta de Voreppe puis du cône de l'"Isère", qui ont marqué la sédimentation dans le secteur de Dionay au Tortonien inférieur et au Vallésien, peuvent correspondre à autant de saccades orogéniques du domaine alpin, celles-ci annonçant la Phase Rhodanienne de la limite Mio-Pliocène.

4 - PALEOCLIMATS - GLACIATIONS

Dans les formations essentiellement continentales sur lesquelles porte cette étude, les indicateurs paléoclimatiques sont de différents ordres.

- La couleur des sédiments

Pour les sables, un ciment gris indique un climat plutôt froid, alors que le ciment ocre marque une période plus chaude (ceci pour des sédiments frais évidemment).

En ce qui concerne les argiles, les phénomènes sont plus complexes. En effet, les facteurs que déterminent la teinte ne sont pas seulement d'ordre climatique. La nature et la composition ionique des constituants argileux jouent aussi un grand rôle.

- Les restes végétaux

Les pollens constituent de bons indicateurs des paléoclimats, à défaut de fournir des données stratigraphiques très précises. A leur sujet, il convient de noter que les glaciations ont sans doute changé assez considérablement l'écologie des plantes et que les conditions d'existence (surtout thermiques) d'une espèce au Tertiaire pouvaient être assez différentes des conditions actuelles pour la même espèce.

La présence de lignites ou de fragments de bois fossiles indique la proximité d'un milieu forestier humide.

- Les faunes de mammifères et de mollusques

fournissent également des renseignements assez fiables quant aux paléomilieus.

a) Evolution des climats au Néogène (R. BALLELIO, 1972)

Durant les périodes de transgression, le climat est chaud et humide, proche du tropical actuel à l'Helvétien et entre le tropical et le méditerranéen actuels au Pliocène inférieur (faunes de mers chaudes).

Lors des périodes de régression, le climat évolue vers un pôle plus frais et plus sec. Il est encore relativement humide et chaud au Vallésien et au Turolien (le milieu forestier humide persiste). L'Infrapliocène est marqué par un refroidissement assez brutal (climat proche du continental actuel) et l'apparition de saisons contrastées.

Enfin, le Pliocène supérieur est d'abord frais et très humide puis froid et sec avec des saisons de plus en plus marquées.

b) L'influence des glaciers au Quaternaire

La morphologie générale de la commune est essentiellement conditionnée par les événements du Quaternaire.

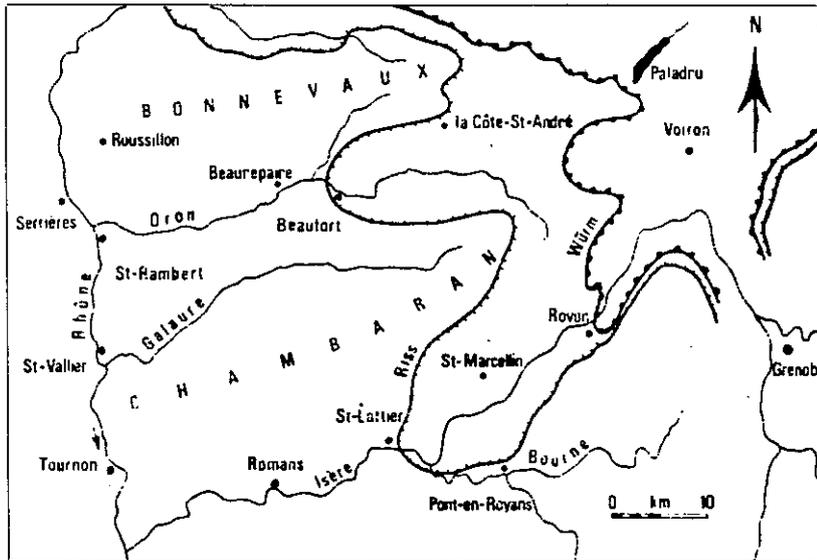
Nous avons vu en effet qu'au début du Villafranchien, l'Isère s'installe et creuse son lit sur une génératrice latérale d'un vaste glacis-cône s'étalant sur tout le Bas-Dauphiné. A cette époque, la plupart des rivières coulent donc soit vers le Rhône, soit vers l'Isère sans doute moins encaissée.

On sait, d'autre part, qu'ultérieurement, les glaces n'ont jamais recouvert le sommet du Plateau de Chambaran : on ne retrouve en effet aucune trace (moraine, bloc erratique) ou morphologie particulière qui pourrait indiquer leur passage. Les langues issues des glaciers de l'Isère et du Rhône se sont donc contentées d'emprunter et d'aménager les dépressions préexistantes de la Bièvre et de la Basse-Isère (Fig. 23.a).

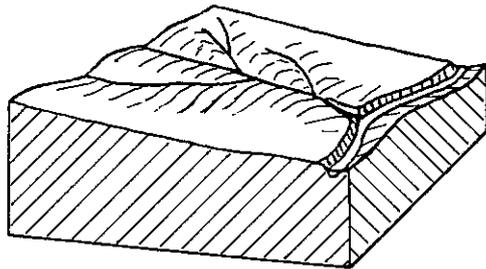
Nous savons également que le maximum d'extension des glaces s'est produit au Riss, mais aucun dépôt particulier ne permet de tracer avec exactitude la limite de la langue glaciaire de l'Isère à cette époque.

N'ayant retrouvé aucun dépôt d'origine glaciaire sur le territoire de la commune, nous pensons pour notre part que la glace n'est jamais montée jusqu'à Dionay et que les différences morphologiques existant entre les moitiés Est et Ouest de la commune peuvent s'expliquer de la façon suivante (Fig. 23.b) :

- A l'Ouest du Col de la Madeleine, la vallée du Mouchet est l'une de ces vallées préglaciaires qui s'écoulait déjà vers l'Ouest avant l'arrivée des glaces. Celles-ci contenues plus à l'Est par le relief du Chambaran n'ont pu modifier ni sa position, ni sa direction, ni son rythme de creusement. Nous observons donc actuellement une rivière au tracé rectiligne, recevant relativement peu d'affluents et qui s'encaisse régulièrement au fond d'une vallée dont le façonnement est uniquement fluvial.

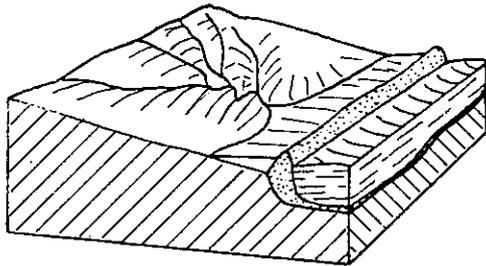


- a- Extensions glaciaires Riss et Würm (G. MONJUVENT, 1974)



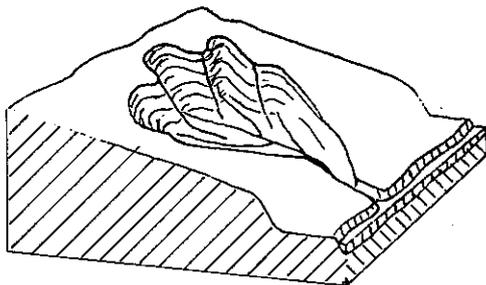
Stade préglaciaire:

vallées peu encaissées
(au début du creusement)



Stade glaciaire:

barrage des vallées affluentes par
les dépôts glaciaires. Divagation
des cours d'eau et dépôts glacio-
lacustres à l'amont du barrage.



Stade post-glaciaire:

creusement rapide au niveau des
affluents dû à un abaissement brutal
du niveau de base. Déblaiement des
dépôts glaciaires.

- b- Morphologies pré- et post-glaciaire

Figure 23 - Extensions glaciaires Riss et Würm. Influence des glaciers sur la morphologie de la commune.

- A l'Est du Col, la morphologie du haut réseau du Furand est plus complexe. On note en effet la présence entre les cotes 450 et 480 d'un niveau d'érosion bordant le Furand, recouvert d'une couche sablo-caillouteuse alluvionnaire, et mis en parallèle avec les terrasses rissiennes de la vallée de l'Isère (G. MONJUVENT, 1976). Si l'on considère qu'une ancienne vallée préglaciaire existait à la place du Haut-Furand actuel, on peut imaginer que le glacier rissien ou plutôt ses dépôts bordiers, en arrivant en aval de Dionay ont d'abord obligé l'ancien Furand à se déplacer vers l'Ouest en érodant ses berges, puis l'ont carrément barré. Une nappe alluviale s'est alors déposée sur les replats d'érosion, à l'amont du barrage glaciaire.

Après le recul de la langue glaciaire rissienne de l'Isère, le niveau de base hydrographique s'est trouvé déplacé brusquement vers l'intérieur des collines molassiques (en bordure de l'auge glaciaire libérée) et les ruisseaux, bien alimentés durant les interglaciaires, ont creusé très rapidement, déblayant tous les dépôts glaciaires. Ainsi, s'est formée la cuvette de Dionay qui, en s'étendant, a pu tronquer la partie haute de la vallée du Mouchet.

CHAPITRE II

ÉTUDE GÉOTECHNIQUE

Les formations molassiques récentes en général, et celles du Bas-Dauphiné en particulier, constituent un bon exemple de ces matériaux intermédiaires, définis comme une roche par les géologues mais présentant du point de vue du mécanicien toutes les caractéristiques d'un sol. Il s'agit en effet de terrains cohérents ou pulvérulents, toujours susceptibles d'être séparés en éléments de taille variable ou déformés sous l'action d'une énergie mécanique relativement faible.

A - PRESENTATION DES PARAMETRES ETUDIES

Dans ce paragraphe, nous définissons les principales caractéristiques géotechniques que nous avons étudiées et indiquons, pour certaines, la façon dont elles ont été déterminées.

1 - CARACTERISTIQUES ET COEFFICIENTS GRANULOMETRIQUES (Fig. 24)

Tirées des courbes granulométriques cumulatives présentées au chapitre précédent, ce sont :

- L'Hétérométrie

Exprimée par le rapport d_{85}/d_{15} , elle caractérise l'étalement de la granulométrie.

d_{85}/d_{15}	<u>Granulométrie</u>
inf. à 2	Très serrée
2 à 5	Serrée
5 à 20	Semi-étalée
20 à 200	Étalée
sup. à 200	Très étalée

(Remarque : d_x est l'ouverture du tamis au travers duquel passe x % du poids de l'échantillon).

- Coefficient d'uniformité ou de Hazen

$$Cu = d_{60}/d_{10}$$

Il exprime également l'étalement granulométrique.

- Coefficient de courbure

$$Cc = (d_{30})^2 / (d_{60} \times d_{10})$$

- Filler

C'est le pourcentage en poids des grains de taille inférieure à 0,08 mm.

- Teneur en argiles c

Pourcentage en poids des particules de taille inférieure à 0,002 mm (argiles au sens "géotechnique" du terme).

2 - TENEUR EN EAU w

C'est le rapport en pourcentage du poids de l'eau au poids de l'échantillon après étuvage (24 heures à 105°C).

- w_{sat} représente la teneur en eau d'un échantillon saturé (où la quasi-totalité des vides est remplie par de l'eau).

- Le rapport du volume occupé par l'eau au volume total des vides définit le degré de saturation S_r .

La figure 25.a schématise les variations du volume d'un échantillon argileux ou sableux lorsque sa teneur en eau croît. On note qu'en-deçà d'une certaine teneur en eau, le volume reste constant alors qu'il croît presque linéairement au-delà. On définit ainsi la teneur en eau limite de retrait w_s .

3 - POIDS VOLUMIQUES

- γ_s représente le poids volumique des grains. Il est possible de le mesurer au picnomètre ou de le calculer à partir de la constitution minéralogique de l'échantillon. Pour notre part, nous avons préféré la seconde solution car nous disposons des données nécessaires et n'étions pas sûrs de l'inertie du matériau (des minéraux argileux en particulier) par rapport à l'eau.

- γ_h : poids volumique du matériau à une teneur en eau donnée. Le volume de l'échantillon est mesuré dans une cuve à mercure.

- γ_d : poids volumique d'un échantillon après étuvage (24 heures à 105°C). On peut le mesurer comme γ_h , ou, si l'on connaît la teneur en eau, le déterminer à l'aide de la formule :

$$\gamma_d = \gamma_h / (1 + w)$$

La figure 25.b montre de façon schématique la variation de γ_h et γ_d lorsque la teneur en eau croît.

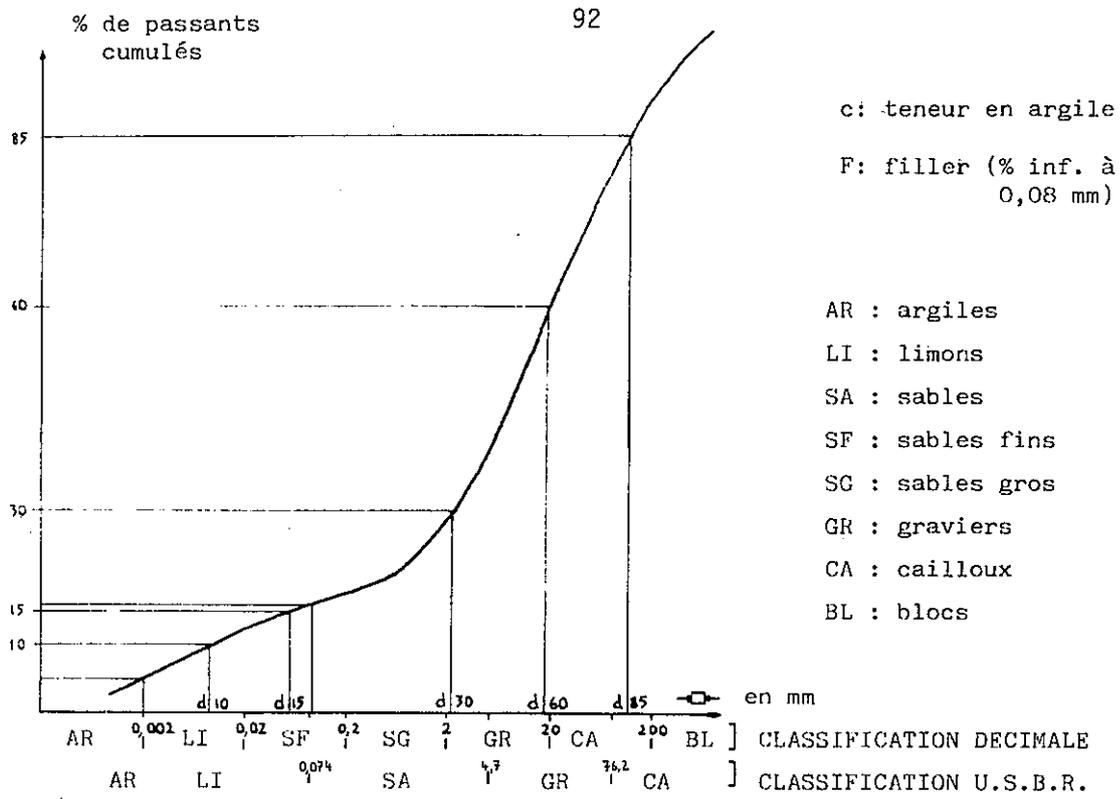


Figure 24 - Indices et classes granulométriques

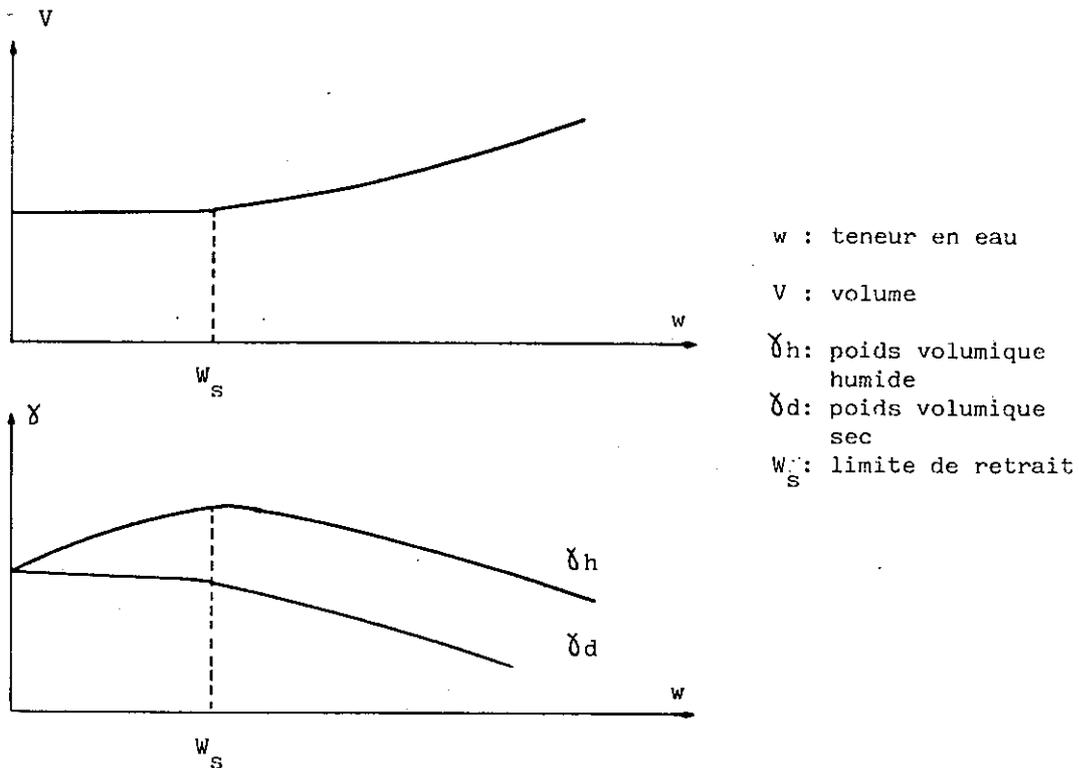


Figure 25 - Variations du volume et des poids volumiques avec la teneur en eau

4 - POROSITE n

On la définit par le rapport du volume des vides au volume apparent de l'échantillon. On peut la calculer par la formule :

$$n = 1 - (\gamma_d/\gamma_s)$$

L'indice des vides e a également été utilisé :

$$e = (\gamma_s/\gamma_d) - 1 = n/(1 - n) = w_{sat} \times \gamma_s/\gamma_w$$

(γ_w = poids volumique du liquide interstitiel).

5 - PERMEABILITE

Différentes méthodes permettent d'obtenir le coefficient de perméabilité K. On peut en effet le déterminer :

- in situ lors d'essais de pompage. Quelques valeurs indicatives nous ont été fournies par la D.D.A. de l'Isère (au sujet des sables marins) ;

- au laboratoire à l'occasion des essais oedométriques ou triaxiaux. Dans les deux cas en effet, il est possible de réaliser une circulation d'eau au travers d'un échantillon non remanié et saturé, donc de mesurer la vitesse de filtration du sol ;

- à l'aide de la formule de Hazen et à partir des courbes granulométriques :

$$K_{(cm/s)} = 100 (d_{10})^2_{(cm)}$$

Cette formule empirique est valable surtout pour des sables peu compactés à granulométrie serrée.

6 - RESISTIVITE ELECTRIQUE

Exprimée en ohms.mètres, elle varie essentiellement avec la teneur en eau du matériau et la minéralisation de cette eau. Le réseau solide des minéraux argileux présente toutefois une certaine conductibilité électrique.

7 - VITESSE SISMIQUE

La vitesse de propagation des ondes sismiques dépend de la densité, de la compacité et des constantes élastiques du milieu. Elle peut donc être caractéristique à la fois d'un milieu et de son état de compacité.

8 - CONSISTANCE : LIMITES D'ATTEBERG ET INDICES DEDUITS

Déterminées sur la fraction inférieure à 0,4 mm des sols argileux, elles correspondent à la teneur en eau lors du passage du sol de l'état solide à l'état plastique (limite de plasticité w_p) ou de l'état plastique à l'état liquide (limite de liquidité w_L).

- La plage de plasticité du matériau est définie par l'indice de plasticité I_p .

$$I_p = w_L - w_p$$

- Quant à la consistance pour une teneur en eau donnée, on l'évalue à partir de l'indice de consistance I_C :

$$I_C = (w_L - w) / I_p$$

I_C	Consistance
Inf. à 0	Liquide
De 0 à 0,25	Très molle
De 0,25 à 0,5	Molle
De 0,5 à 0,75	Inconsistant
De 0,75 à 1	Consistant
Sup. à 1	Très consistant.

- L'activité permet de relier la plasticité d'une argile à la composition de la phase argileuse. On admet en effet que les limites d'Atterberg d'un échantillon correspondent à celles de sa fraction argileuse (inf. à 0,002 mm).

$$A_c = I_p / C \quad (c = \text{teneur en particules inf. à } 0,002 \text{ mm})$$

Voici d'après SKEMPTON les activités de différents minéraux :

<u>Minéral</u>	<u>Ac</u>
Quartz	0
Calcite	0,18
Kaolinite	0,33 à 0,46
Illite	0,9
Montmorillonite Ca	1,5
Montmorillonite Na	7,2

En outre, sont dites "inactives" les argiles pour lesquelles A_c est inférieure à 0,75, "actives" les argiles pour lesquelles A_c est supérieure à 1,25.

9 - CARACTERISTIQUES MECANQUES EFFECTIVES

Tout sol est un milieu polyphasique constitué d'une phase solide, d'une phase liquide et d'une phase gazeuse que l'on négligera le plus souvent (pour les sols saturés).

Lorsqu'un effort est appliqué sur un sol, la contrainte totale normale σ_n s'exerçant sur une facette donnée se répartit à la fois sur le squelette solide soumis à une contrainte σ' dite "intergranulaire" ou "effective" et sur le liquide qui développe une pression interstitielle u . On a $\sigma = \sigma' + u$.

La courbe représentative de la résistance au cisaillement au moment de la rupture en fonction de la contrainte normale appliquée σ , est assimilée à une droite d'équation $\tau = c + \sigma \operatorname{tg} \phi$. C'est le critère classique de rupture de MOHR-COULOMB. A partir de cette droite, on a donc défini deux caractéristiques mécaniques du matériau, la cohésion c (ordonnée à l'origine) et l'angle de frottement interne ϕ (pente de la droite).

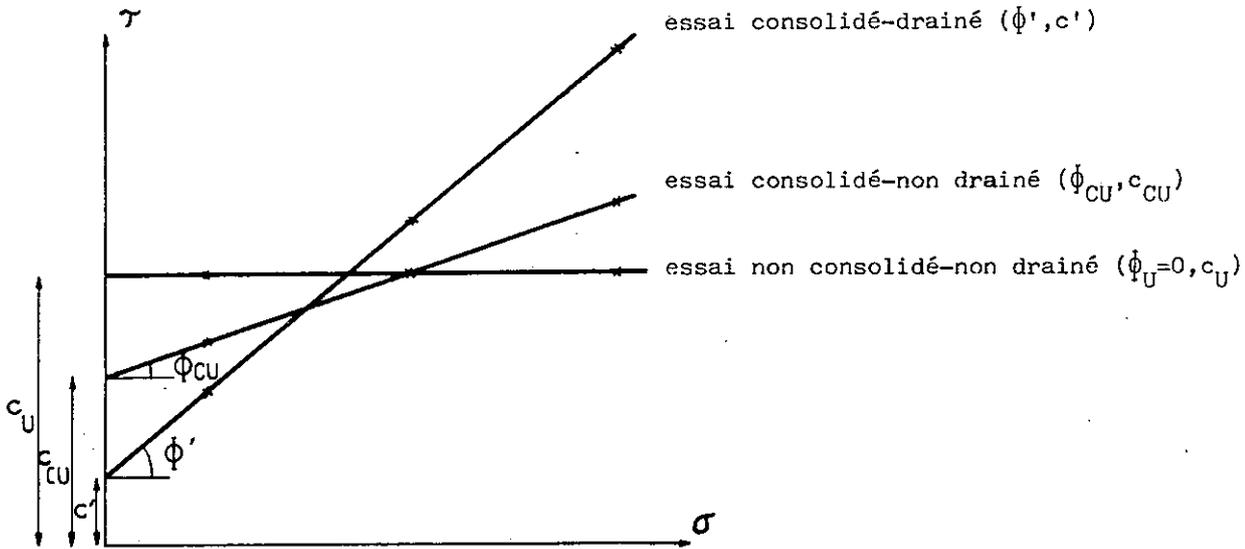


Figure 26 - Courbes intrinsèques obtenues, pour divers modes de cisaillement

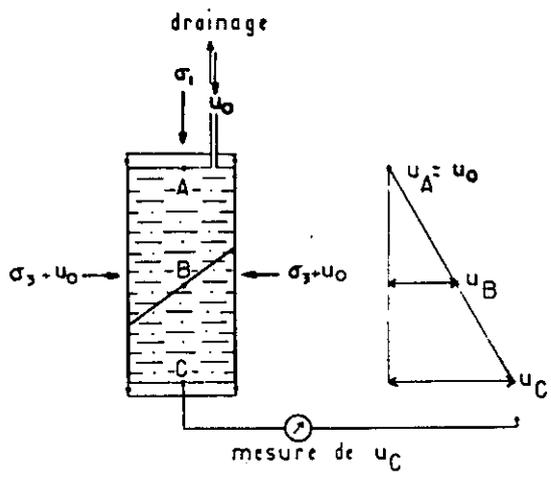


Schéma de principe:

$\sigma_1 - \sigma_3$: déviateur appliqué en contraintes totales

$\sigma'_1 - \sigma'_3$: déviateur appliqué en contraintes effectives

u_0 : contre-pression appliquée sur l'eau interstitielle

u_A : pression interstitielle à la tête de l'éprouvette

u_B : pression interstitielle au niveau de la zone de rupture

u_C : pression interstitielle mesurée (à la base de l'éprouvette)

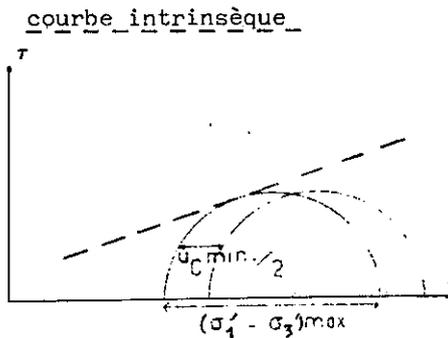
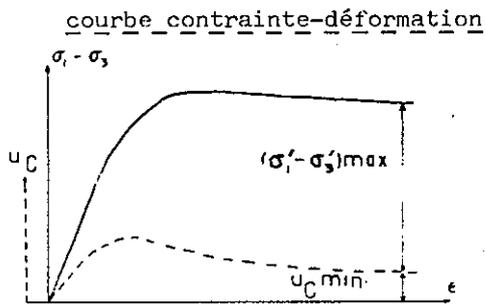


Figure 27 - Principe des essais triaxiaux avec contre-pression

Pour un même matériau saturé, selon que l'on laisse ou non le temps à la pression interstitielle de se dissiper au cours du cisaillement, on obtient des caractéristiques mécaniques différentes (Fig. 26).

Pour caractériser les terrains de la commune, nous avons choisi d'étudier la cohésion effective et l'angle de frottement effectif qui définissent la résistance au cisaillement d'un sol à long terme. Les paramètres ϕ' et c' sont ceux que l'on détermine à partir de la droite de Coulomb tracée sur un graphe repéré en contraintes effectives (τ et σ'). Cela suppose que tout au long du cisaillement, la pression interstitielle au niveau du plan de rupture soit connue avec précision. Dans la pratique des essais, il existe deux moyens pour respecter cette condition :

- Soit on réalise l'essai suffisamment lentement pour que u reste constamment nulle. C'est la technique que nous avons employée pour les échantillons sableux cisailés à une vitesse d'environ 0,6 millimètres par minute dans une boîte de Casagrande.
- Soit on procède de façon rapide (relativement à la perméabilité du matériau) en évaluant le plus précisément possible la pression interstitielle au niveau du plan de cisaillement. Cette pression est ensuite retranchée aux contraintes totales et l'on obtient les contraintes effectives. Ainsi, nos échantillons argileux ont été cisailés dans un appareil de compression triaxiale à une vitesse de 0,1 millimètre par minute.

Tout au long de l'essai, une contre-pression de cinq bars est appliquée sur l'eau interstitielle. L'éprouvette reste ainsi totalement saturée (sans air) pendant toute la durée du cisaillement et le drainage de l'échantillon est fortement accéléré. Des pressions interstitielles apparaissent néanmoins, mais elles restent relativement faibles et traduisent instantanément les variations de volume de l'éprouvette. Celle-ci est drainée par la tête, u étant mesurée au pied. A tout instant, la pression interstitielle dans l'échantillon varie donc de haut en bas entre zéro et u (Fig. 27), sa valeur au niveau de la zone de rupture étant inconnue mais comprise entre 0 et u . Pour que l'erreur sur la valeur évaluée de la pression interstitielle au niveau de la zone de cisaillement soit minimale, on choisit comme critère de rupture le moment où u mesurée au pied de l'échantillon est minimale. Dans notre cas, c'est également à cet instant que le déviateur effectif ($\sigma'_1 - \sigma'_3$) est maximal (Fig. 32).

Les valeurs des caractéristiques mécaniques effectives ainsi obtenues sont sans doute légèrement inférieures à celles du sol en place, du fait d'un léger remaniement inévitable du matériau au moment de la prise d'échantillon. Nous avons tenté de limiter ce phénomène au maximum : les éprouvettes d'essai ont été, soit taillées dans des blocs intacts (sables), soit découpées dans des carottes obtenues in situ par vérinage sans rotation (argiles). D'autre part, tous les essais ont été effectués sur des échantillons replacés dans leur position naturelle, le léger litage existant placé à peu près à l'horizontale.

10 - COMPRESSIBILITE

Différents indices et coefficients peuvent être calculés à partir des essais oedométriques :

- Le module oedométrique E' exprime le tassement de l'échantillon dans le moule oedométrique pour un intervalle de charge donné.

$$E' = - \Delta\sigma / (\Delta h/h).$$

L'échantillon étant ici freiné latéralement, ce module de déformation sera supérieur au module d'Young E .

- Le coefficient de consolidation c_v permet de relier le temps nécessaire pour obtenir un pourcentage de tassement déterminé à l'épaisseur de la couche de sol intéressé.

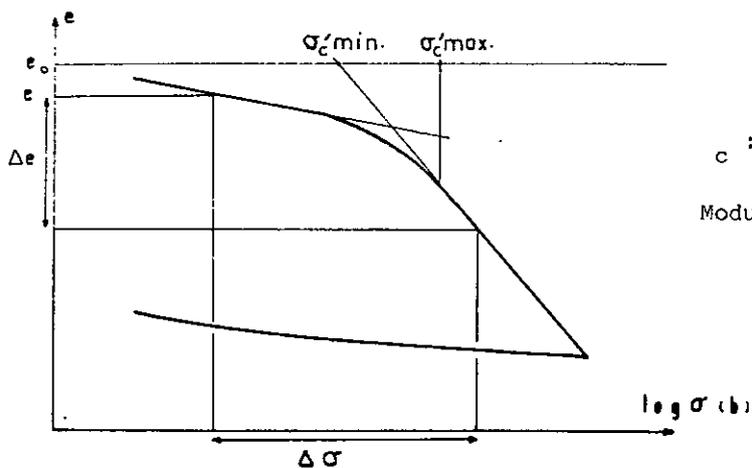
On le calcule à partir d'une courbe tassement/temps dans un intervalle de charge donné.

. Méthode de CASAGRANDE

$$c_v = \frac{0,197 \cdot h^2}{4 t_{50}}$$

t_{50} = temps nécessaire pour obtenir cinquante pour cent de consolidation primaire. On le détermine graphiquement à partir de la courbe tassement/logarithme du temps dans un intervalle de charge donné (Fig. 28.b).

h = hauteur de l'échantillon à l'instant t_{50} .

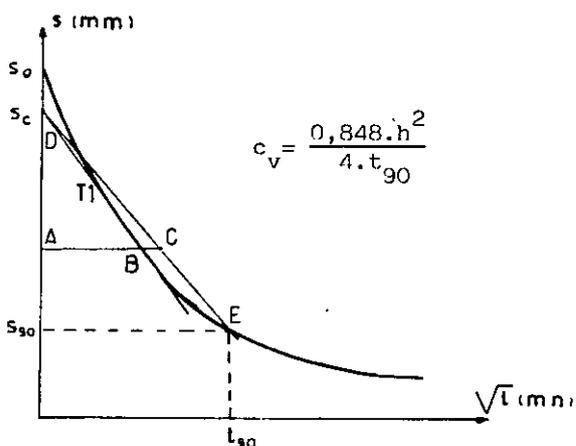


c : pression de préconsolidation

Module œdométrique E' :

$$E' = - \frac{\Delta \sigma (1+e)}{e} = - \frac{\Delta \sigma \cdot h}{h}$$

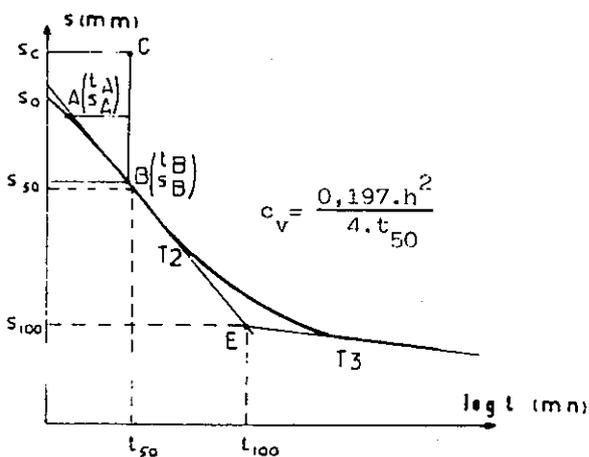
-a- Courbe de compressibilité (indice des vides/log. de la charge)



$$c_v = \frac{0,848 \cdot h^2}{4 \cdot t_{90}}$$

Méthode de TAYLOR:

- tracer T1 puis DC tel que $AC=1,15AB$;
- à l'intersection avec la courbe, on obtient $E(t_{90}, e_{90})$.



$$c_v = \frac{0,197 \cdot h^2}{4 \cdot t_{50}}$$

Méthode de CASAGRANDE:

- tracer T2 et T3. On obtient $E(t_{100}, s_{100})$;
- placer A sur la courbe tel que $t_A=0,1mn$ et placer B avec $t_B=4t_A$;
- porter C avec $s_B - s_C = 2(s_B - s_A)$;
- s_{50} est au milieu, entre s_c et s_{100} .

-b- Courbes tassement/temps pour un intervalle de charge donné

Figure 28 - Paramètres déduits des courbes œdométriques

. Méthode de TAYLOR

$$c_v = \frac{0,848 h^2}{4 t_{90}}$$

t_{90} = temps nécessaire pour obtenir quatre-vingt-dix pour cent de consolidation primaire. On le détermine à partir d'une courbe tassement/racine carrée du temps dans un intervalle de charge donné (Fig. 28.b).

h = hauteur de l'échantillon à l'instant t_{90} .

Il est également possible de calculer c_v à partir du module oedométrique E' , du coefficient de perméabilité K et du poids volumique de l'eau d'imbibition γ_w :

$$c_v = \frac{KE'}{\gamma_w} \quad (\text{dans un intervalle de charge donné}).$$

- La pression de préconsolidation σ_c indique les surcharges subies par un sol fin au cours de son histoire géologique. Lorsque σ_c correspond à la pression effective supportée actuellement par le sol en place, celui-ci est dit "normalement consolidé". Si σ_c est supérieure, le sol est "surconsolidé".

La détermination de σ_c à partir des courbes de compressibilité obtenues à l'oedomètre reste très contestée. On prend généralement comme pression de préconsolidation l'abscisse du point d'inflexion des courbes $e/\log \sigma'$ (lorsque cette brisure existe effectivement : voir la fig. 28.a).

Il semble préférable de loin de déterminer σ_c à partir des essais triaxiaux drainés. En effet, au point d'abscisse σ_c , les courbes intrinsèques obtenues par ce type d'essai présentent une brisure. Encore faut-il que la pression de préconsolidation ne dépasse pas les valeurs de contraintes qu'il est matériellement possible d'exercer lors des essais triaxiaux.

B - CLASSIFICATION GEOTECHNIQUE DES TERRAINS

Les données dont nous disposons sur la granulométrie, les limites d'Atterberg et la présence ou l'absence de matière organique, nous ont permis de resituer les sols étudiés dans la classification du Laboratoire des Ponts et Chaussées, dérivée de la "Classification unifiée des Etats-Unis". Celle-ci présente l'avantage d'être assez complète (quinze types de sols) et d'être utilisée couramment non seulement par les ingénieurs français, mais aussi par les spécialistes de plusieurs pays d'Europe (Tableau IX).

Chaque sorte de sol est représentée par un symbole L.C.P.C. et le symbole équivalent dans la Classification Unifiée des Etats-Unis (entre parenthèses). Voici brièvement la description des groupes de sols rencontrés à Dionay :

- Gm (G.P.) - Grave mal graduée (plurimodale) contenant moins de 5 % de fines (particules inférieures à 0,08 mm).
- G.L. (G.M.) - Grave contenant plus de 5 % de fines, dont la fraction inférieure à 0,4 mm est peu plastique.
- G.A. (G.C.) - Grave contenant plus de 12 % de fines, dont la fraction inférieure à 0,4 mm présente une plasticité qui peut être assez élevée.
- S.L. (S.M.) - Sables contenant plus de 5 % de fines et dont la fraction inférieure à 0,4 mm est peu ou pas plastique.
- L.p. (M.L.) - Limons inorganiques à plasticité moyenne.
- L.t. (M.H.) - Limons inorganiques très plastiques.
- A.p. (C.L.) - Argiles inorganiques de moyenne plasticité.
- A.t. (C.H.) - Argiles inorganiques très plastiques.
- O.p. (O.L.) - Argiles ou limons contenant des matières organiques en assez grande quantité, à plasticité moyenne.
- O.t. (O.H.) - Argiles ou limons contenant des matières organiques et dont la plasticité est élevée.

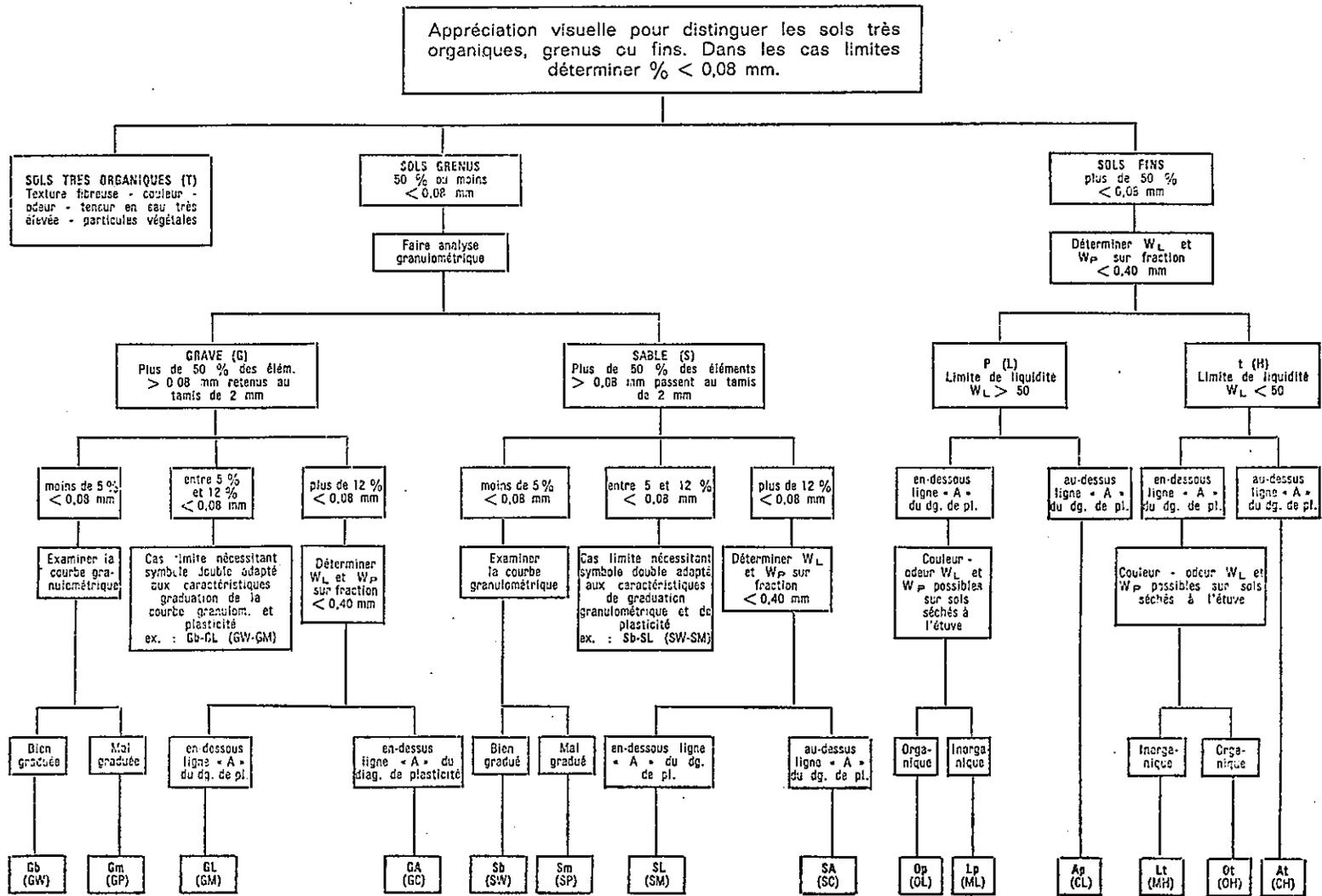


Tableau IX - Classification des sols (L.C.P.C.)

Superposition des couches (Coupé M-S) (dessiné par DIONAY)

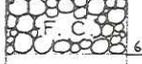
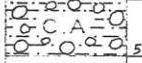
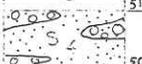
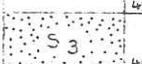
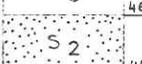
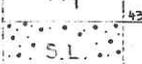
Superposition des couches (Coupé M-S) (dessiné par DIONAY)	COEFFICIENTS GRANULOMÉTRIQUES					COMPACTITÉ					PARAMÈTRES GÉOPHYSIQUES		LIMITES D'ATTERBERG et INDICES DÉDUITS					RÉSISTANCE AU CISAILLEMENT				COMPRESSIBILITÉ (O ₂ 8b)			DÉSIGNATION GÉOTECHNIQUE dans la CLASSIFICATION du L.C.P.C.			
	Hé	Cu	Cc	F	C	γ _s	ω	γ _d	γ _d	n	K	v	ψ	W _s	W _p	W _L	I _p	I _c	A _c	φ' (°)	C' (b)	E'	C _v	ν _c				
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(g/cm ³)	(%)	(g/cm ³)	(g/cm ³)	(%)	(cm/s)	(m/s)	(°)	(%)	(%)	(%)	(%)	pour w _{25%}		max	res	max	res	(b)	(cm ² /s)	(b)		
	600					2,6	25,7	1,96	1,56	40		500 à 1800	360 à 1000	19,8	22	45	23										G.A.	
A ₉	595			8,2	40	2,6	0		1,69	35	1.10 ⁻³		20	12	31	43	12	1,5	0,3	19		0,28			142	1,5.10 ⁻³ sup. à 8 b	L.p.-A.p.-A.t.	
	567	150 à 171	155 à 213	23,2 à 40,7	18 à 23	2,63						470 à 700	60 à 80														G.L.	
A ₈	565			90,1	31,2	2,6	0		1,71	34			16 à 27	24,7	20	35,5	15,5	0,7	0,4									Ap.-Op.
	550	130 à 240	100 à 160	0,03 à 0,9	4 à 15,5	2,7	0		1,63	39,6	2.10 ⁻² à 2.10 ⁻⁴	500 à 3400	100 à 170														Gm.-G.L.	
A ₇	543			93,3	42	2,6	0		1,63	37,2	2.10 ⁻³	1300 à 2200	11 à 25	12,6	32	50,5	18,5	1,38	0,84	21		0,2			137	2,1.10 ⁻³ sup. à 8 b	A.p.-A.t.-L.t.	
	527	7	11,7	3,4	36,5	2,5	2,7	0	1,63	38,9	1.10 ⁻⁴	1300 à 2150	30 à 84							44	41	0,4	0,1		158	9.10 ⁻³ sup. à 8 b	S.L.+G.L.	
A ₆	523					2,65	29,6	1,92	1,48	43,9			11 à 23	13,9	27	52,5	25,5	1,08										O.f.
	514	8	7,2		3,5	2,7	26,2	2,00	1,61	40			48															S.L.-G.L.
A ₅	512					2,65	0		1,77	33,1		1020 à 24	10 à 24	11,6	24	49,5	25,5	0,96										Ap.
	500					2,7	0		1,71	36,7		1200 à 89	48 à 89															S.L.+G.L.
A ₄	485			89,7	52	2,63	0		1,81	30,4		1250 à 1800	16 à 30	12,6	17,6	27	9,4	0,25	0,79									Ap.-Op.
	464	4	8,1	5,1	19	2,7	0		1,65	38,9	4.10 ⁻⁴		38 à 75	30,8						45	38	0,3	0,2		180	1,2.10 ⁻³ sup. à 8 b	S.L.	
A ₃	461			98,7	36,4	2,65	2,4	2,01	1,62	38,9		1600 à 2050	15 à 25	24,9	21,6	45	23,4	0,85	0,64									Ap.
	453	2,3	2,3	1,3	9,5	2,7	0		1,66	38,5	7.10 ⁻⁴	900 à 1500	40 à 65															S.L.
A ₂	450			99,8	33,7	2,65	0		1,45	35,4	5.10 ⁻³	1800	22	30,9	33	39	6	2,3	0,51	24		0,3			170	7.10 ⁻³ sup. à 30 b	L.p.	
	436	2,4	2,6	1,5	15	2,7	0		1,63	39,5			36 à 52															S.L.
A ₁	435			89,7	9,9	2,65	0		1,6	39,6			15	15,6	25	38,5	13,5	1	1,4									Op.-Ap.
	400	2,7 à 4,5	2,7 à 5,7	1,1 à 2,1	7 à 15%	2,7	0		1,5	43,4	2.10 ⁻⁴ à 1.10 ⁻³	1100 à 2300	41	25,3							47	42	0,1	0,05				S.L.

Tableau X - Caractéristiques géotechniques des terrains de Dionay.

LES SABLES MOLASSIQUES (S.)

Désignation géotechnique	Sables limoneux (SL)
Granulométrie :	
- étalement (Cu, Hé)	Serrée à peu étalée
- Filler (F)	7 à 38,5 %
- teneur en argile (c)	1,9 à 3,5 %
Teneur en eau naturelle (w)	Jusqu'à 26,2 %
Compacité :	
- Poids volumique des grains (γ_s)	2,7 g/cm ³
- Poids volumique humide (γ_h) à saturation	2 à 2,1 g/cm ³
- Poids volumique sec (γ_d)	1,61 à 2 g/cm ³
- Porosité (n)	25,9 à 40 %
Perméabilité (K)	10^{-4} à 10^{-3} cm/s
Vitesses sismiques (v) :	
- Etat sec	900 à 1.500 m/s
- Etat saturé	1.600 à 2.400 m/s
Résistivités électriques (f)	30 à 70 Ω .m
Caractéristiques mécaniques effectives (ϕ' , c')	
- Angle de frottement interne maximal (ϕ' max)	44 à 47°
- Angle de frottement interne résiduel (ϕ' res)	38 à 42°
- Cohésion maximale (c' max)	0,1 à 0,4 b
- Cohésion résiduelle (c' res)	0,05 à 0,1 b
Compressibilité	
- Module oedométrique (E') de 0 à 8 b	180 b
- Coefficient de consolidation (c_v) de 0 à 8 b	$12 \cdot 10^{-3}$ à $9 \cdot 10^{-3}$ cm ² /s

LES CONGLOMERATS MOLASSIQUES SAINS (C.S)

Désignation géotechnique	Grave limoneuse mal graduée (G.L.-Gm)
Granulométrie :	
- Etalement (Hé, Cu)	Etalée à très étalée
- Filler (F)	3,7 à 18 %
- Teneur en argile (c)	0,5 à 2 %
Compacité de la matrice :	
- Poids volumique des grains (γ_s)	2,7 g/cm ³
- Poids volumique sec (γ_d) à sec	# 1,63 g/cm ³
- Porosité (n)	# 39,6 %
Perméabilité (K)	2.10^{-2} à 2.10^{-1} cm / s
Vitesses sismiques (v)	
- Etat sec	500 à 700 m/s
- Etat saturé	2000 à 3200 m/s
Résistivités électriques (ρ)	100 à 170 $\Omega.m$

LES CONGLOMERATS MOLASSIQUES ALTERES (C.A)

Désignation géotechnique	Grave limoneuse (G.L)
Granulométrie :	
- Etalement (Hé, Cu)	Etalée
- Filler (F)	18 à 23 %
- Teneur en argiles (c)	3,2 à 8,1 %
Poids volumique des grains (γ_s)	2,68 g/cm ³
Vitesses sismiques (v)	470 à 700 m/s
Résistivités électriques (ρ)	60 à 80 $\Omega.m$

LA FORMATION DE CHAMBARAN (F.C)

Désignation géotechnique	Grave argileuse (G.A)
Compacité de la matrice :	
- Poids volumique des grains (γ_s)	2,6 g/cm ³
- Poids volumique humide (γ_h) à w = 25,7 %	1,96 g/cm ³
- Poids volumique sec (γ_d) à w = 25,7 %	1,56 %
- Porosité (n) à w = 25,7 %	40 %
Vitesses sismiques (v)	500 à 1800 m/s
Résistivités électriques (ρ)	360 à 1000 $\Omega.m$
Consistance :	
- Limite de retrait (w _S)	19,8 %
- Limite de plasticité (w _P)	22 %
- Limite de liquidité (w _L)	45 %
- Indice de plasticité (I _p)	23 %
- Indice de consistance (I _C) pour w = 25 %	0,86

LES ARGILES ET MARNES (A.)

Désignation géotechnique	Argiles de plasticité variable quelquefois limoneuses ou organiques (A _p - A _t - L _p - L _t - O _p)
Granulométrie	
- Filler (F)	82 à 99,7 %
- Teneur en argiles (c)	3,2 à 42 %
Teneur en eau naturelle (w)	Jusqu'à 33,4 %
Compacité	
- Poids volumique des grains (γ _s)	2,6 à 2,65 g/cm ³
- Poids volumique humide (γ _h) à saturation	1,87 à 2 g/cm ³
- Poids volumique sec (γ _d)	1,49 à 1,9 g/cm ³
- Porosité (n)	28,2 à 42,4 %
Perméabilité (K)	1.10 ⁻⁹ à 5.10 ⁻⁸ cm/s
Vitesses sismiques (v)	
- Etat sec	1020 à 1800 m/s
- Etat saturé	1600 à 2200 m/s
- Etat remanié	320 à 500 m/s
Résistivités électriques (ρ)	10 à 30 Ω.m
Consistance	
- Limite de retrait (w _s)	9 à 30,9 %
- Limite de plasticité (w _p)	17,6 à 33 %
- Limite de liquidité (w _L)	27 à 48,5 %
- Indice de plasticité (I _p)	6 à 28,5 %
- Indice de consistance (I _c) pour w = 25 %	0,25 à 2,3
Activité (A _c)	0,3 à 1,4
Caractéristiques mécaniques effectives (Φ', c')	
- Angle de frottement interne maximal (Φ' max)	19 à 24°
- Angle de frottement interne résiduel (Φ' res)	# 0
- Cohésion maximale (C' max)	0,2 à 0,3 b
- Cohésion résiduelle (C' res)	# 0
Compressibilité	
- Module oedométrique (E') de 0 à 8 b	137 à 170 b
- Coefficient de consolidation (c _v) de 0 à 8 b	1,5.10 ⁻³ à 7.10 ⁻³ cm ² /s
- Pression de préconsolidation σ _c	Sup. à 8 bars

C - FICHER DES GRANDS ENSEMBLES GEOTECHNIQUES

Les caractéristiques géotechniques déterminées pour chaque couche rencontrée dans la commune ont été d'abord regroupées dans le tableau X. Les terrains y sont replacés dans l'ordre de superposition stratigraphique.

Nous avons vu que les paramètres qui définissent la compacité du matériau (porosité, poids volumiques secs et humides) sont susceptibles de varier avec la teneur en eau et avec le volume de l'échantillon. Aussi, chaque fois que cela a été possible, deux valeurs de n , γ_d et γ_h ont été indiquées pour chaque couche : la première a été mesurée au laboratoire sur un échantillon "intact" étuvé et la seconde indique l'état de compacité à la teneur en eau la plus élevée que nous ayons mesurée dans l'horizon considéré.

Lorsque nous disposons de plusieurs valeurs d'un même paramètre déterminées en plusieurs endroits sur une même couche, nous avons indiqué les extrêmes.

Ensuite, sous forme de fiche, sont présentées les fourchettes de valeurs définissant chaque lithofaciès du point de vue géotechnique. Ainsi sont donc caractérisés les lithofaciès sableux, argilo-marneux, conglomératiques.

Il est bien évident que ce sont les terrains du seul secteur de Dionay qui sont ainsi caractérisés. Nous avons en effet évoqué, au chapitre précédent, les variations horizontales de faciès que l'on observe lorsqu'on traverse d'Est en Ouest le Plateau de Chambaran, et les irrégularités de l'altération. Toute extrapolation, à d'autres secteurs, des caractéristiques d'un lithofaciès donné ne doit donc être tentée qu'avec une extrême prudence, et seulement à partir du moment où la définition géologique du sédiment (son âge, son milieu de dépôt) est certaine.

Enfin, il faut rappeler ici les circonstances qui font que les caractéristiques mécaniques (E' , c_v , c' , ϕ') déterminées sur échantillon doivent être considérées d'un point de vue critique :

- Un échantillon ne peut rendre compte des hétérogénéités de structure et de teneur en eau de toute une couche.

- Au niveau des essais, on observe une amélioration des caractéristiques mécaniques lorsque la vitesse de compression ou de cisaillement croît (le matériau paraît plus "rigide" et plus résistant). En outre, il est également très difficile de connaître et de reproduire avec exactitude la vitesse des phénomènes de compression ou de cisaillement naturels.

D - CONCLUSIONS

Cette étude nous a permis d'élaborer une "fiche technique" pour chaque type de terrain. Pour certaines couches, la difficulté de l'échantillonnage ou la friabilité naturelle du matériau font que beaucoup de données importantes sont absentes.

Les valeurs chiffrées disponibles doivent maintenant être interprétées en terme d'état et de comportement des sols.

1 - COMPACTITE

Les géotechniciens désignent par ce terme l'état d'un sol dans lequel existe un certain volume de vides à un instant donné. Ce volume dépendra de plusieurs facteurs :

- De l'agent de transport et du milieu de dépôt du matériau qui conditionnent la forme et l'arrangement initial des constituants solides du sol.

- Des charges supportées au cours de l'histoire géologique et d'autres facteurs diagénétiques (cimentation, métasomatose). Selon l'intensité et la durée d'application de la contrainte, la compacité varie de façon réversible (le matériau réagissant de façon élastique), ou de façon irréversible, si des ruptures, des déplacements des grains ou des recristallisations se produisent au coeur du matériau.

Ce sont là des facteurs qui n'interviennent que sur des volumes considérables de sol, durant des périodes relativement longues.

De manière beaucoup plus rapide et beaucoup plus localisée, dans les sols argileux naturels, la compacité varie avec la teneur en eau. Le seuil de teneur en eau, à

partir duquel apparaissent une augmentation du volume des vides et des modifications de structure, peut d'ailleurs être assez différent de la limite de retrait définie à partir d'un échantillon intact ou remanié non surchargé.

La porosité, l'indice des vides, les poids volumiques sec et humide sont les grandeurs physiques qui définissent la compacité. Lorsque le sol est complètement saturé ($S_r = 1$), la détermination de ces paramètres est immédiate à partir de la teneur en eau de saturation et des poids volumiques des grains et de l'eau d'imbibition. En effet pour un sol saturé :

$$\gamma_h = \frac{(1 + w_{\text{sat}}) \cdot \gamma_s \cdot \gamma_w}{w_{\text{sat}} \cdot \gamma_s + \gamma_w} \quad \gamma_d = \frac{\gamma_s \cdot \gamma_w}{w_{\text{sat}} \cdot \gamma_s + \gamma_w} \quad n = \frac{w_{\text{sat}} \cdot \gamma_s}{w_{\text{sat}} \cdot \gamma_s + \gamma_w}$$

Pour les matériaux non saturés, il faut en plus tenir compte de la fraction du volume des vides occupée par l'air compressible.

Enfin, la compacité dépend étroitement de la granulométrie du matériau et détermine directement la valeur de ces deux autres caractéristiques des sols que sont la perméabilité et la vitesse sismique. C'est donc la confrontation de toutes ces données (étalement granulométrique, porosité, poids volumique, perméabilité, vitesse sismique) qui va nous permettre de définir l'état ou les états de compacité des terrains de Dionay.

- Sables molassiques

Ce sont des sables limoneux à granulométrie serrée (sables continentaux) à peu étalée (sables littoraux).

Pour l'ensemble des sables, la perméabilité et les vitesses sismiques indiquent une forte compacité. Pour les sables continentaux uniquement, une opposition apparaît entre les valeurs de ces paramètres et les porosités qui correspondent plutôt à celles d'un sable à structure lâche. Pour nous, ces fortes porosités sont dues à l'unimodalité très marquée des sables continentaux (dont les courbes granulométriques cumulatives sont très redressées), et n'impliquent pas forcément une faible compacité. En outre, nos mesures de porosité ont porté, pour la plupart, sur des échantillons prélevés près de la surface (donc sur un matériau sans doute plus "dilaté" et lessivé qu'en profondeur).

A compacité égale, l'étalement des valeurs de la porosité dépend du caractère plus ou moins hétérogranulé de la formation considérée. Ainsi, les sables littoraux, plus hétérogènes, ont des porosités plus variables.

- Conglomérats molassiques sains et altérés

Il s'agit de graves mal graduées, à granulométrie très étalée, localement limoneuses (conglomérats altérés).

La porosité et la compacité de leur matrice sont comparables à celles des sables continentaux.

La perméabilité et les vitesses sismiques sont normales pour des formations de ce type. Le coefficient de perméabilité reste élevé dans les conglomérats altérés, ce qui confirme la nature plus sableuse qu'argileuse de leur matrice.

Enfin, les "Conglomérats du Sautinet" apparaissent plus uniformes, du fait de la plus petite taille de leurs galets.

- Formation de Chambaran

Nous n'avons pu, hélas, établir la granulométrie totale de la formation. Seule la matrice a été étudiée de ce point de vue.

Il est toutefois possible de décrire cette formation comme une grave argileuse, à granulométrie très étalée et très mal graduée.

A saturation, la porosité de la matrice argileuse rouge est de l'ordre de quarante pour cent.

- Argiles et marnes

Elles sont localement limoneuses ou caillouteuses. Leur porosité varie selon la teneur en eau de vingt-huit à quarante pour cent pour les argiles et marnes grises, beiges ou bleues du bas de la commune, de trente-quatre à quarante-deux pour cent pour les argiles altérées des hauteurs. C'est uniquement au sommet des couches argileuses que la porosité atteint ses valeurs maximales. On a alors affaire à une argile molle et remaniée. A l'intérieur des couches elles-mêmes, dans les niveaux non remaniés, la porosité ne dépasse jamais quarante pour cent.

Cette porosité relativement faible des niveaux intacts, ainsi que leur célérité sismique (1.600 à 2.200 m.s) permettent de conclure à une compacité assez forte du matériau argileux non remanié.

2 - CONSISTANCE

Il s'agit là encore d'un état des sols fins qui varie avec leur teneur en eau. Cette consistance est évaluée par référence aux limites de plasticité et de liquidité définies par ATTERBERG pour ces seuls matériaux.

La figure 29 indique la position de tous les échantillons étudiés dans l'abaque de plasticité de Casagrande. Dans la majorité des cas, il s'agit d'argiles ou de limons de plasticité faible à moyenne. Il convient toutefois de noter la plasticité plus forte des couches A₆ et A₇, intercalées dans le sommet des sables continentaux, et la présence de matière organique assez abondante dans les niveaux A₁, A₄, A₆ et A₈.

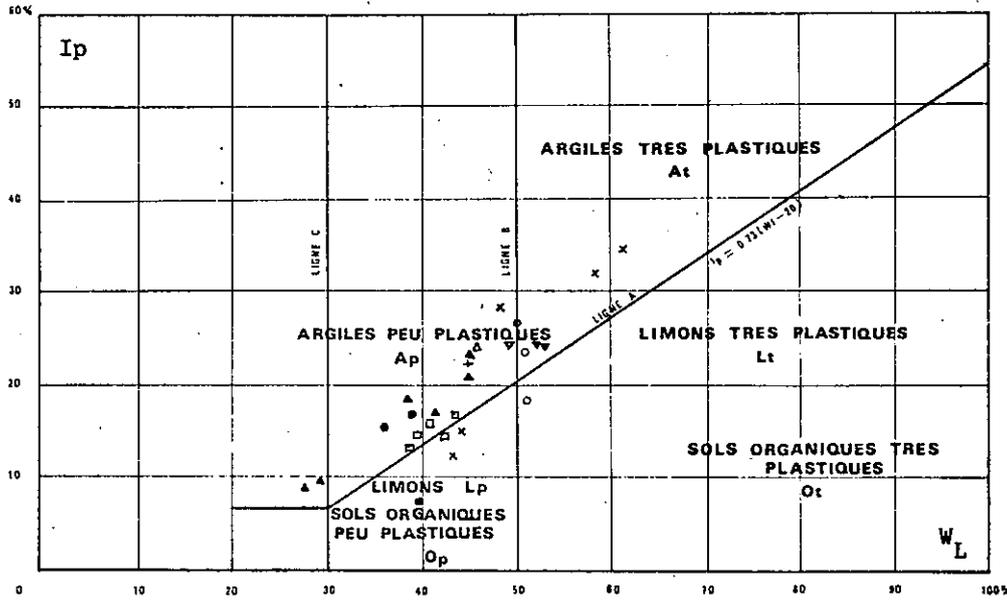
Pour une teneur en eau de vingt-cinq pour cent, rarement atteinte en profondeur dans les couches argileuses, tous les matériaux étudiés gardent une consistance appréciable (I_c supérieur à 0,75) sauf certains niveaux de la couche A₄ pour lesquels les valeurs des limites de plasticité et de liquidité sont exceptionnellement basses.

Si l'on compare les limites d'Atterberg des sols argileux à leurs teneurs en eau maximales relevées durant des périodes de forte saturation, on constate que si la limite de plasticité peut être dépassée presque chaque année dans certains niveaux particuliers des couches argileuses (surtout à leur limite supérieure) par contre, la limite de liquidité ne peut être atteinte que très exceptionnellement (et uniquement au sommet des couches).

Enfin, nous avons recherché un éventuel lien entre la teneur en calcite et la valeur des paramètres de consistance : une forte proportion de Ca CO₃ se traduit dans tous les cas par un indice de plasticité plus faible et par une limite de retrait plus élevée.

3 - COMPRESSIBILITE

Lorsqu'un sol est soumis à l'action d'une surcharge, sa compacité s'accroît. "Mécaniquement" parlant, il se consolide. Cette consolidation s'opère généralement en deux temps. On assiste tout d'abord à l'évacuation lente d'une partie de l'eau qu'il contient, ce qui permet au sol de se tasser, cette déformation restant réversible (con-



- Couches:
(voir Tab. X)
- A1
 - A2
 - △ A3
 - ▲ A4
 - ▽ A5
 - ▼ A6
 - A7
 - A8
 - × A9
 - + FC

Figure 29 - Plasticité des argiles et marnes de DIONAY

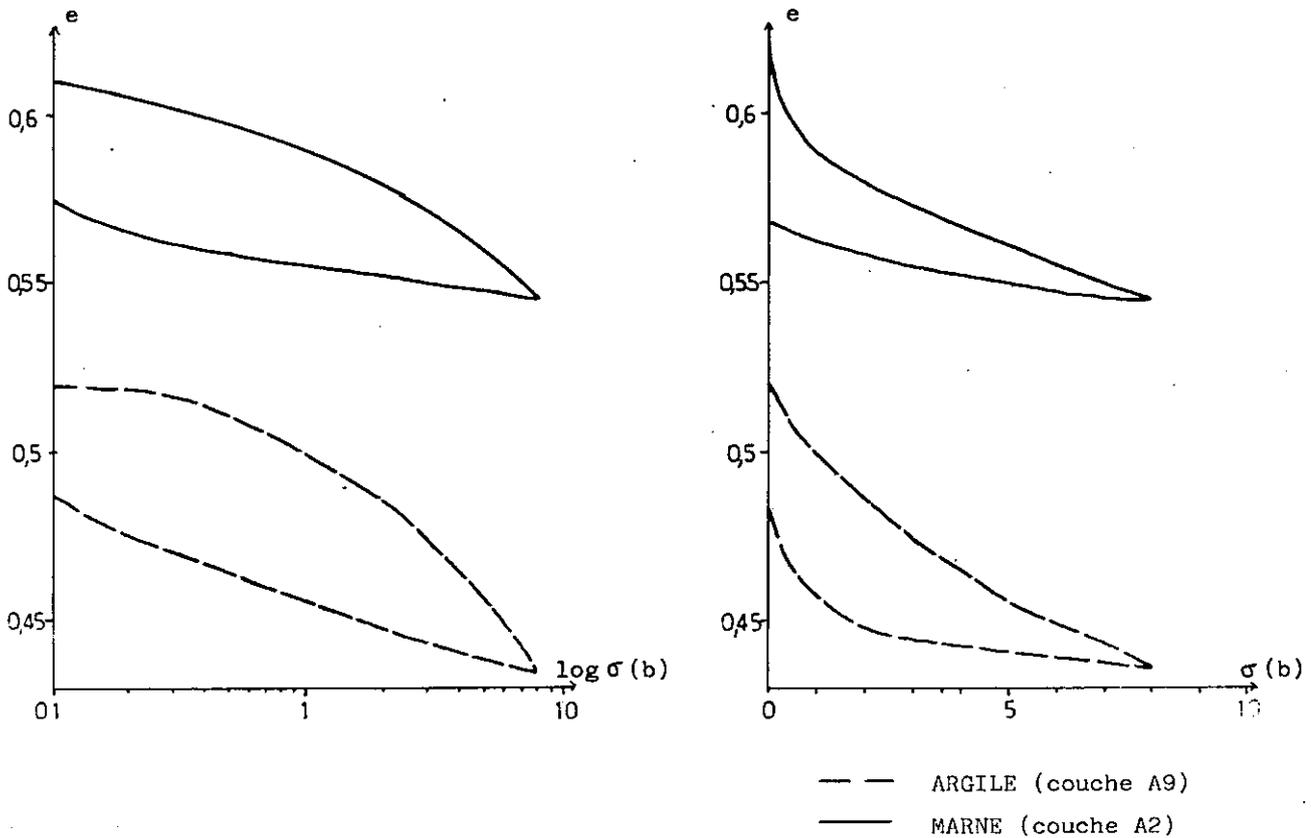


Figure 30 - Compressibilité des argiles et marnes de DIONAY (à l'oedomètre)

tel-00574890, version 1 - 9 Mar 2011

solidation primaire). Puis, si la charge est maintenue assez longtemps, la structure du sol se modifie de façon irréversible, par écoulement visqueux des particules. Le tassement se poursuit aussi longtemps que la surcharge s'exerce (consolidation secondaire).

Lors des essais oedométriques, la période d'application d'une charge donnée est relativement courte, et l'échantillon n'a pas la possibilité de se déformer latéralement. C'est donc essentiellement le phénomène de consolidation primaire que l'on étudie.

La forme de la courbe de compressibilité est caractéristique du type de sol étudié :

- Pour les sols sableux, les déformations par tassement restent faibles et en grande partie réversibles.

- En ce qui concerne les argiles, le phénomène de préconsolidation intervient. Ces matériaux sont dits surconsolidés lorsqu'ils ont subi, au cours de leur histoire géologique, l'effet d'une pression supérieure à la charge actuelle (terrains aujourd'hui érodés ou glaciers disparus par exemple). Les tassements n'y deviennent alors importants que lorsque la charge appliquée dépasse la pression de préconsolidation σ_c . Pour les argiles n'ayant pas subi de préconsolidation, les tassements sont importants, irréversibles et proportionnels à la charge appliquée.

Pour un intervalle de charges donné, la valeur du module oedométrique E' caractérise la compressibilité ou la "rigidité" des terrains.

Les essais de consolidation oedométrique n'ont été réalisés à Dionay que sur les matériaux les plus fins (argiles et marnes) la charge maximale appliquée étant dans la plupart des cas de huit bars. Au vu des résultats obtenus (Fig. 30) il est possible de tirer les conclusions suivantes :

- Entre zéro et huit bars, les tassements enregistrés restent faibles et la valeur de E' est toujours supérieure à cent bars. Nous avons donc affaire à des argiles rigides, fortement surconsolidées.

- La courbe de compressibilité ne présente jamais la rupture de pente typique du dépassement de σ_c . La pression de préconsolidation des argiles de Dionay est donc dans tous les cas supérieure à huit bars.

Pour un échantillon provenant d'une des couches marneuses les plus basses de la commune (couche A_2), l'essai a été poussé jusqu'à trente bars, sans que l'on observe

d'augmentation appréciable des tassements ou de rupture nette de la pente de la courbe de compressibilité. Cette observation confirme la forte surconsolidation des niveaux argileux de la commune.

La calcite, qui introduit une cohésion supplémentaire au sein du matériau argileux, peut être à l'origine d'un certain abaissement de la compressibilité. Il s'agit là d'une influence qui n'a été que fort peu étudiée jusqu'à présent. De toute façon, ce facteur, s'il intervient, ne peut déterminer à lui seul la faible compressibilité observée, puisque les argiles rouges, totalement décalcifiées, ne se tassent elles-mêmes que fort peu.

Les terrains argilo-marneux de la commune se distinguent eux aussi par un coefficient de consolidation élevé, indiquant que pour une charge donnée, le maximum de consolidation primaire est atteint assez rapidement.

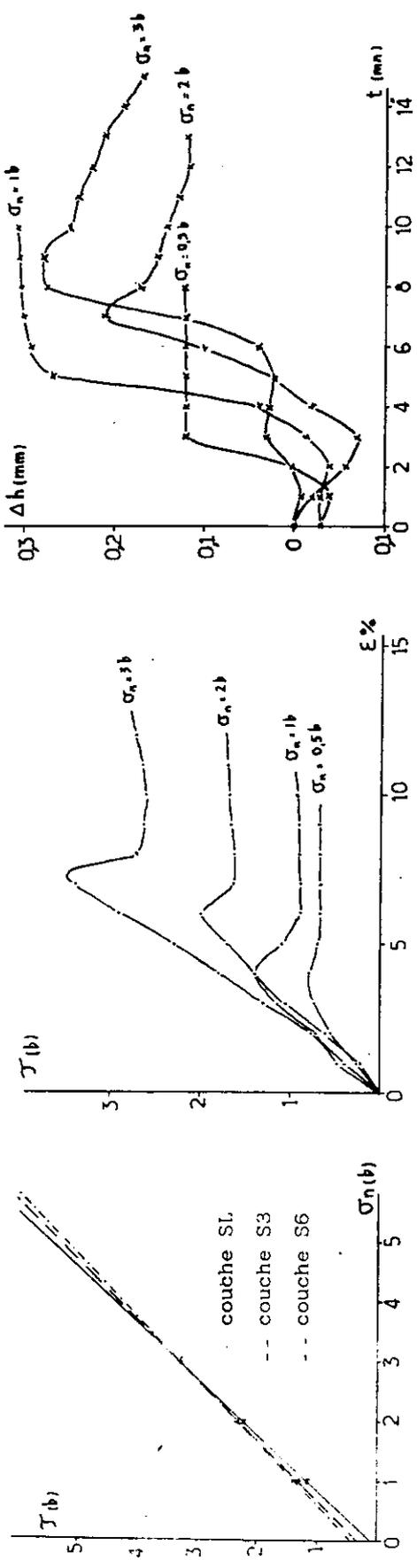
4 - RESISTANCE AU CISAILLEMENT

Après avoir indiqué le comportement des sols de Dionay dans le domaine des faibles déformations, nous allons nous intéresser à leurs réactions dans celui des grandes déformations et de la rupture. Les modes de cisaillement en laboratoire n'étant pas tout-à-fait identiques pour les matériaux sableux et argileux, nous étudierons séparément les résultats obtenus d'après les deux types d'essais.

Comme nous l'avons indiqué plus haut, nous ne parlons ici que des caractéristiques mécaniques effectives, qui déterminent la résistance au cisaillement d'un sol dans lequel ne se développe aucune pression interstitielle lors du cisaillement. Ce sont ces caractéristiques qui doivent être prises en compte lorsque l'on désire apprécier la stabilité à long terme des pentes naturelles.

a) Cisaillement direct des échantillons sableux

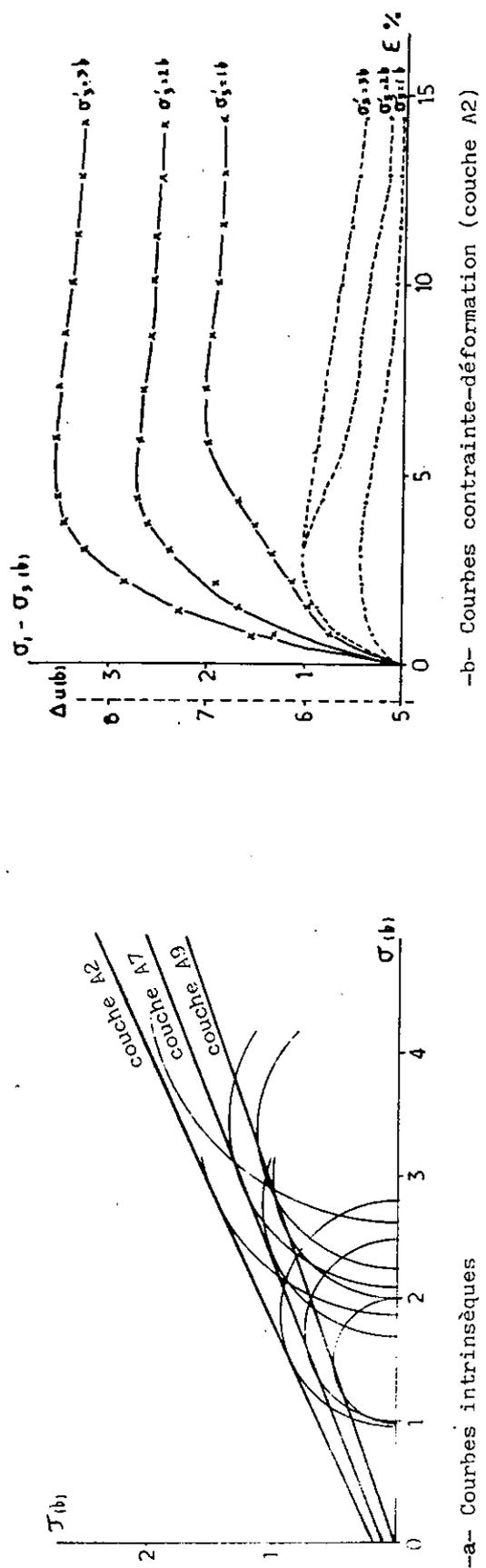
Le cisaillement réalisé à la boîte de Casagrande ne correspond pas exactement aux cisaillements naturels : d'une part le plan de cisaillement est imposé et, d'autre part, la boîte exerce un effet de bord et la contrainte de cisaillement n'est pas homogène sur tout le plan de rupture. Il subsiste donc une incertitude, d'ailleurs difficile à chiffrer, sur les valeurs exactes des caractéristiques mécaniques intrinsèques déterminées.



--a-- Courbes intrinsèques

--b-- Courbes résistance-déformation et tassement, gonflement-temps (couche S3)

Figure 31 - Résistance au cisaillement des sables de DIONAY (à la boîte de Casagrande)



--a-- Courbes intrinsèques

--b-- Courbes contrainte-déformation (couche A2)

Figure 32 - Résistance au cisaillement des argiles et marnes de Dionay (essais triaxiaux).

Les valeurs maximales et résiduelles de l'angle de frottement des sables de Dionay sont élevées. D'autre part, ces sables présentent une certaine cohésion, qui augmente avec la teneur en fines.

De nombreux auteurs ont constaté la grande influence de la compacité du sable sur son angle de frottement interne et proposé des formules empiriques pour relier ces deux facteurs. Le tableau ci-dessous, présenté au deuxième congrès international de Mécanique des Sols en 1948 précise l'influence respective de différents paramètres.

$\Phi' = 36^\circ + \Phi'_1 + \Phi'_2 + \Phi'_3 + \Phi'_4$			
Φ'_1	Compacité	Lâche moyenne serrée	- 6° 0° + 6°
Φ'_2	Rugosité et forme des grains	Aigus moyens arrondis très ronds	+ 1° 0° - 3° - 5°
Φ'_3	Grosueur des grains	Sable gravier fin gros gravier	0° + 1° + 2°
Φ'_4	Granulométrie	Uniforme moyenne étalée	- 3° 0° + 3°

Les sables de la commune étant fins, avec des grains aigus à moyens et une granulométrie peu étalée, il faut prendre en compte une forte compacité du matériau pour atteindre les quarante-quatre à quarante-sept degrés mesurés lors des essais.

L'allure des courbes exprimant les variations de la déformation axiale de l'échantillon en fonction de l'intensité de la contrainte de cisaillement confirme que l'on a bien affaire à des sables tassés dont le volume augmente lors du cisaillement jusqu'à la rupture (Fig. 31).

b) Compression triaxiale des échantillons argileux

Sous réserve du non-remaniement et d'un bon drainage de l'échantillon (conditions nécessaires également pour les essais de cisaillement direct), l'essai triaxial permet de mieux restituer le champ de contraintes existant dans les sols en place.

Les valeurs des caractéristiques intrinsèques n'appellent pas de commentaires particuliers, ceci d'autant plus que la résistance au cisaillement des argiles non remaniées est profondément influencée par de nombreux facteurs qui sont à l'origine d'une grande dispersion des résultats. On observe toutefois une décroissance de l'angle ϕ' du bas vers le haut de la commune (effet de l'altération, de la décalcification).

Plus intéressante est l'observation des variations de volume de l'échantillon lors du cisaillement. Lors des essais drainés avec contre-pression, rappelons-le, toute variation de volume dans un sens donné se traduit instantanément par une variation en sens inverse de la pression interstitielle.

Lors de tous les essais, nous avons observé tout d'abord une augmentation brève, suivie d'une chute régulière de la pression interstitielle débutant bien avant la rupture (Fig. 32).

Ce comportement est typique des argiles surconsolidées dont le volume augmente lors du cisaillement. Ceci confirme donc que les argiles de Dionay ont bien été préconsolidées.

5 - INDICATIONS CONCERNANT D'AUTRES COMPORTEMENTS DES SOLS

a) Réaction au gel

Les sols qui risquent le plus de se déformer à l'occasion des cycles gel-dégel sont ceux dans lesquels l'ascension capillaire est relativement rapide. Partant de cette constatation, de nombreuses études ont été menées et plusieurs critères de sensibilité au gel ont été établis.

Parmi les sols pulvérulents seront gélifs les matériaux mal classés ($C_u > 5$) comportant plus de trois pour cent d'éléments inférieurs à 0,02 millimètre et les ma-

tériaux uniformes ($C_u < 5$) comportant plus de dix pour cent d'éléments inférieurs à 0,02 millimètre (Critère de CASAGRANDE-DUCKER).

Les sables et conglomérats de Dionay font donc partie des matériaux sensibles.

La forte déformation des limons sous l'action du gel est reconnue.

Quant aux argiles, elles sont d'autant plus gélives que leur indice de plasticité est bas et que leur granulométrie est hétérogène. Les argiles et marnes de la commune seront donc sensibles à l'action du gel, surtout les couches rouges supérieures et la Formation de Chambaran dont les granulométries sont moins uniformes.

b) Phénomènes de gonflement et de retrait

Les argiles de la famille des montmorillonites, et surtout les montmorillonites sodiques, sont susceptibles de gonfler en absorbant une forte quantité d'eau. Leur limite de liquidité, leur indice de plasticité et donc leur activité (voir p 95) sont élevés.

Ces minéraux sont présents, en faible quantité, dans les couches argilo-marneuses de Dionay, mais les activités que nous avons déterminées restent modérées (0,3 à 1,3). Plusieurs auteurs ont observé que l'apparition de calcite au sein des argiles provoquait le développement de liaisons solides peu sensibles à l'eau et susceptibles de s'opposer aux contraintes dues au gonflement (A. LE ROUX, 1972).

Ainsi donc, dans la commune, seuls les niveaux les moins riches en calcite peuvent gonfler de façon légère. (Couches A_1 , A_6 , A_7 et A_9).

c) Réaction au dessèchement

La teneur en eau au-dessous de laquelle le volume d'un échantillon de sol argileux intact ne diminue plus dépend de sa composition minéralogique et de la charge exercée sur l'échantillon. C'est pourquoi la limite de retrait mesurée au laboratoire sur un échantillon remanié non surchargé n'a qu'une valeur indicative. Les valeurs de ce paramètre pour les sols argileux de Dionay sont toutefois assez élevées (jusqu'à trente pour cent).

D'autre part, pour qu'un sol se fissure, il faut que les contraintes développées lors du dessèchement soient supérieures à la cohésion naturelle du sol.

Nous avons effectivement pu observer l'apparition de fentes de retrait sur plusieurs affleurements argileux mais nous pensons que ce phénomène n'affecte qu'une tranche superficielle. En sondage, les couches apparaissent très cohérentes et leur teneur en eau ne s'abaisse jamais suffisamment pour qu'une fissuration apparaisse.

C H A P I T R E I I I

C O N C L U S I O N E T R É S U M É :P A R T I C U L A R I T É S D E S D É P Ô T S M O L A S S I Q U E S D E D I O N A Y

Au terme de cette partie consacrée à la caractérisation presque "couche par couche" des terrains néogènes et quaternaires du secteur de Dionay, il nous faut revenir sur la démarche qui a été la nôtre tout au long de cette étude :

Dans un premier temps, un maximum de paramètres et d'indices ont été déterminés, ce qui nous a permis d'aboutir à une définition sédimentologique et géotechnique précise des matériaux. Ensuite, l'analyse des valeurs chiffrées obtenues nous a permis de reconstituer divers épisodes de l'histoire géologique des sédiments.

Procédant de cette manière, nous avons pu faire deux constatations :

- Les approches géologiques et mécaniques sont tout-à-fait complémentaires lorsqu'il s'agit de reconstituer l'évolution passée des sédiments. La mise en évidence d'alternances dans la série sédimentaire continentale d'une part, de la préconsolidation des terrains d'autre part constitue une illustration frappante de cette complémentarité.

- A l'inverse, la connaissance de l'histoire géologique des sédiments permettra de juger de la possibilité d'extrapoler les données chiffrées mesurées en un point d'une couche à un autre point ou à l'ensemble de cette même couche.

En guise de conclusion générale et de résumé, à la fin de cette partie, il nous semble utile de reprendre brièvement les principales caractéristiques des terrains étudiés en les expliquant à partir des conditions géologiques qui ont déterminé l'état actuel des sédiments.

Durant la phase de sédimentogenèse, trois facteurs ont eu une influence déterminante :

- La nature des terrains érodés (au niveau des provinces d'alimentation).

Pendant toute la durée du Néogène, le domaine alpin est érodé (avec une intensité variable). Les couches décapées sont donc de plus en plus profondes.

D'où l'évolution de la composition pétrographique des conglomérats depuis une forte proportion de calcaires (provenant de la couverture secondaire des Massifs Cristallins Externes) jusqu'à une forte proportion de quartzites (issus du Trias briançonnais).

D'où également la teneur croissante des apports argileux détritiques en kaolinite.

- L'intensité de l'érosion (dans les provinces d'origine).

Ses variations déterminent la succession verticale des faciès lithologiques du bassin de piedmont.

Son augmentation durant chaque période de régression se traduit à la fin du Miocène et du Pliocène par le passage de faciès essentiellement sableux à des faciès caillouteux de plus en plus grossiers qui finissent par s'épandre sur toute la superficie du bassin.

Enfin, les variations dans l'intensité de l'érosion expliquent les avancées et reculs successifs du front du delta de Voreppe puis du cône de l'Isère au cours du Miocène. On leur doit donc les alternances quasi-rythmiques des faciès sableux ou conglomératiques et argilo-marneux qui caractérisent la sédimentation continentale.

- L'agent de transport et le milieu de dépôt

Ils sont à l'origine des caractéristiques granulométriques, de la forme des grains et galets, de l'hétérogénéité manifestée par beaucoup de membres de la série sédimentaire.

Le classement (uniformité des géotechniciens) et le triage (gradation des géotechniciens) sont souvent excellents pour les sédiments sableux et indiquent un long transport en milieu aquatique. Ces mêmes caractéristiques sont moins bonnes pour les dépôts conglomératiques : nous avons vu (p 48) que cela n'est pas lié à un transport moins long, mais seulement à un dépôt non simultané des cailloux et des sables.

Tous les éléments macroscopiques ont été marqués, aussi bien dans leur forme que dans leur aspect de surface, par l'usure fluviale. La présence de dépôts siliceux

à la surface des quartz indique une immobilisation en milieu continental. Dans les sédiments qui ont subi une usure marine après l'usure fluviale, les grains émoussés sont plus nombreux, les quartz montrent des traces de dissolution et les galets présentent un émoussé, un aplatissement et une dissymétrie caractéristiques.

L'anisotropie du matériau dépend entièrement du milieu de dépôt. Dans le domaine littoral, des courants de force, de direction et de turbulence très variables (courants fluviaux côtiers, courants de marée) s'affrontent et prédominent à tour de rôle. Les chenaux sont instables dans le temps comme dans l'espace. Ils sont "fragiles" et quelquefois remplis par les apports d'un courant différent de celui qui les a creusés. D'où la granulométrie et la stratification très hétérogène des sédiments littoraux. Dans le domaine continental, les courants fluviaux qui creusent et remblaient les chenaux sont beaucoup plus constants en direction et en force. On observe donc une granulométrie plus homogène du remplissage des chenaux et une stratification entrecroisée régulière. Les divagations se succèdent à un rythme plus lent, ce qui permet l'apparition dans les zones calmes, entre les chenaux et à l'extrémité des courants d'apport, de dépôts argileux ou limoneux assez épais.

Enfin, il ne faut pas oublier l'altération subie par les éléments détritiques lors du transport. Du point de vue minéralogique, nous rappellerons ici l'immaturation du sédiment, relativement riche en feldspaths, micas et ferromagnésiens. La plupart des minéraux argileux sont hérités, sans transformations importantes pendant le transport et le dépôt. Les néoformations d'argiles dans les couches non altérées sont rares et localisées (apparition de montmorillonite calcique dans les zones confinées des vasières).

Ainsi donc, dès la phase de mise en place des sédiments, certaines caractéristiques des matériaux se sont trouvées fixées de façon définitive. D'autres, par contre, ont pu varier sous l'effet de processus dont l'influence s'est exercée postérieurement à la sédimentation.

- Enfouissement des sédiments

A l'époque (mal déterminée) où s'est mise en place la nappe d'épandage caillouteuse qui allait devenir la Formation de Chambaran, les couches argilo-marneuses de Dionay supportaient selon leur cote une charge allant de quinze (pour la plus haute) à cent-cinquante mètres (pour la plus basse) de terrains non encore érodés. Ces chiffres, déduits de la reconstitution actuelle des courbes de niveau du toit des "Glaises à galets" (d'après G. MONJUVENT, 1969, voir fig. 33) représentent des valeurs minimales, une certaine épaisseur des cailloutis de Chambaran ayant dû disparaître par érosion. Quoiqu'il en soit, les matériaux ont enregistré la contrainte subie : leur compacité, leur

faible compressibilité, leur augmentation de volume lors des essais de cisaillement, la "rigidité" des argiles enfin relèvent d'une forte surconsolidation.

- Altération par les eaux infiltrées

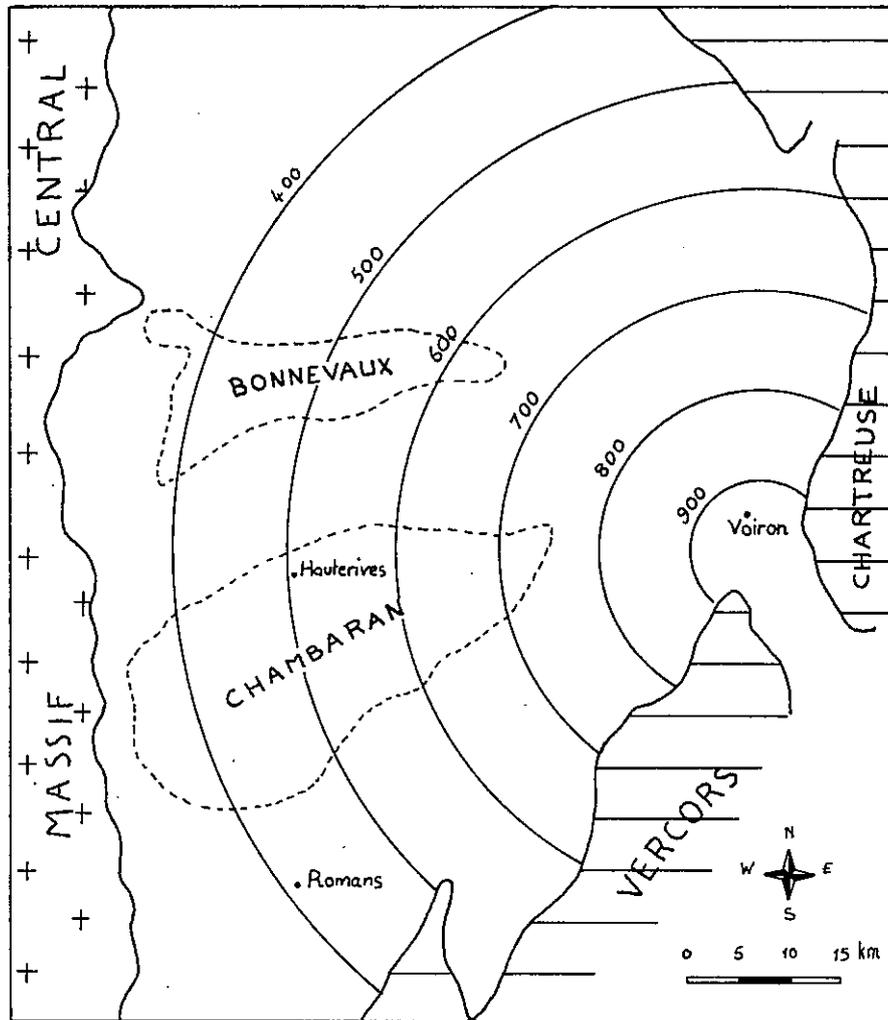
Dans ces milieux à forte porosité d'interstices, l'altération progresse rapidement du fait du contact étroit entre l'eau et les particules solides. La calcite est dissoute ; la composition de la phase argileuse change, les chlorites, montmorillonites et illites étant progressivement déstabilisées et remplacées par une quantité croissante de kaolinite et d'oxydes. Les grains et galets eux-mêmes ne sont pas épargnés, leurs minéraux les moins résistants étant hydrolysés en argiles, silice, oxydes et hydroxydes. Lorsque le phénomène est amorcé, sa progression est inéluctable, même si les conditions climatiques se modifient. Les eaux alcalines et acides issues des formations décalcifiées et rubéfiées sont en effet très agressives pour les couches inférieures non altérées dans lesquelles elles se réinfiltrent. L'altération "se nourrit d'elle-même".

- Remaniements récents

Certaines parties des couches ramenées près de la surface par l'érosion subissent l'effet de contraintes particulières provoquant l'apparition de discontinuités, un affaiblissement des liaisons interparticulaires, ou bien le déplacement plus ou moins visqueux des éléments.

Dans le domaine des faibles déformations, les fissures de décompression, les fentes de retrait, le gonflement de certains minéraux, le réarrangement des particules ou l'augmentation du volume global dans les milieux sursaturés sont à l'origine d'autant de modifications des caractéristiques géotechniques.

Dans le domaine des grandes déformations, les mouvements de terrain représentent l'un des principaux facteurs de remaniement. Ils feront l'objet de la suite de notre étude.



(d'après G. MONJUVENT, 1969)

Figure 33 - Courbes de niveau théoriques de la surface du piedmont bas-dauphinois au Villafranchien

TROISIEME PARTIE

LE PROBLEME DE L'INSTABILITE
DES VERSANTS

CHAPITRE I

LES MOUVEMENTS DE TERRAINA - HISTORIQUE

Les mouvements qui affectent les terrains de la commune de Dionay ont somme toute un caractère peu spectaculaire. De mémoire d'homme, il n'ont, et cela est fort heureux, jamais entraîné de pertes en vies humaines bien qu'ils aient pu être à l'origine de la ruine complète d'habitations. Nous avons pu d'autre part constater que des mouvements du même type se rencontrent, avec un degré de gravité variable, tout au long du rebord sud-est du plateau de Chambaran (du Col de Toutes-Aures jusque dans la Drôme), dans les communes situées au sommet des collines molassiques. Ces communes, tout comme Dionay, sont occupées par une population uniquement agricole et très clairsemée qui, de tout temps, s'est habituée à "vivre" avec les glissements et à adapter les cultures aux irrégularités géologiques et morphologiques des terrains.

Ces quelques observations peuvent contribuer à expliquer la rareté de la littérature ou des documents d'archives décrivant des mouvements historiques auxquels la plupart (sauf les agriculteurs sinistrés) accordaient finalement peu d'importance. Ainsi, la liste suivante, qui indique quelques événements marquants survenus depuis 1900, a été établie essentiellement à partir de témoignages oraux et peut comporter quelques lacunes ou inexacitudes :

- Automne 1906

Très pluvieux, il succède à un été assez sec. Des mouvements de terrain se produisent en contrebas du lieudit La Ville d'Or et en-dessous de Dionay. Deux remblais caillouteux construits quelques années auparavant pour supporter la voie ferrée

St Marcellin-Lyon, s'effondrent en-dessous de "La Ville d'Or". (Rapport des Tramways de l'Ouest du Dauphiné transmis aux Archives Départementales).

- Le 9 août 1917

Une pluie orageuse d'une rare violence s'abat durant cinq jours sur toute la moitié est du plateau de Chambaran. Voici la description des dommages en divers points fournie par "Le Petit Dauphinois" des 10, 11, 12, 13 et 14 août : "... Saint-Siméon-de-Bressieux inondé par un véritable fleuve, certaines maisons s'effondrent, les caves et rez-de-chaussée sont noyées... Un peu partout, les coteaux et les chemins sont ravinés... des arbres, des bêtes et des machines sont emportés... graves dégâts dans les moulins... les ateliers sont envahis par la vase... plusieurs ponts ont été emportés et de nombreuses routes sont coupées".

A Dionay, d'importants mouvements de terrain se produisent au niveau des rives du Furand. Le pont métallique du tramway, qui enjambait la rivière au bas de la commune, est emporté. Dans le haut de la commune, on observe de véritables coulées boueuses. (Témoignages oraux de plusieurs agriculteurs).

- 1960

Plusieurs mouvements se produisent, à des dates indéterminées, dans la deuxième moitié de cette année exceptionnellement pluvieuse (indication orale de M. CADOUX, Ingénieur des Services de l'Équipement à Saint-Marcellin).

- Août 1967 et septembre 1968

Deux années de suite, à l'occasion de trombes d'eau orageuses, les terrains glissent en plusieurs endroits de la commune. (Témoignage oral).

- Mars 1971

C'est encore une violente averse, faisant suite à un automne et à un hiver très arrosés, qui provoque une mise (ou une remise) en mouvement des terrains situés juste au-dessus de Dionay. (Indication de M. le Maire).

- Décembre 1974 et novembre 1975

Au cours de ces automnes très pluvieux, on observe plusieurs réactivations d'anciens glissements (ferme MICHON, secteur des sources du Pellalion), et quelques arrachements localisés au flanc des talus conglomératiques. (Témoignage oral).

- Juillet 1976

Une précipitation orageuse très intense provoque de petites coulées au rebord du plateau et des mouvements dans les berges du Furand. (Témoignage oral).

- Hivers 1977 et 1978

Au cours de ces deux hivers, plusieurs mouvements sont réactivés et des glissements de talus localisés se produisent. (Témoignages oraux). 1977 et 1978 constituent deux années à pluviosités très élevées (respectivement 1224 et 1404 mm de précipitations à la Trappe de Chambaran).

Cette énumération, sans doute bien incomplète, fait état des mouvements importants et brutaux qui ont impressionné les habitants de la commune. Nous n'avons pas indiqué ici des événements secondaires très localisés tels que les déplacements de haies ou de clôtures ou certains dérangements liés à des interventions humaines (glissements provoqués par la réalisation de déblais ou remblais, par des pertes de bassins, etc...).

Voici les conclusions que l'on peut tirer de cette brève analyse historique :

- Il existe un lien évident entre la vitesse des mouvements et l'abondance des précipitations.

- De brusques accélérations du déplacement se produisent durant l'été ou dans la période de décembre à mars et sont la conséquence quasi-immédiate de précipitations fortes et brèves. Dans les mêmes circonstances, des coulées boueuses peuvent apparaître.

- Enfin, toutes les années durant lesquelles des manifestations d'instabilité estivales ont été enregistrées se caractérisent par un printemps particulièrement pluvieux (d'après les relevés pluviométriques effectués depuis 1900 à la Trappe de Chambaran). Or, les mesures réalisées concernant la compacité, la granulométrie et la teneur en fines des sables et argiles de Dionay nous permettent d'affirmer que l'écoulement des eaux en profondeur doit y être très lent. Le ressuyage estival des sols (voir première partie, 5) reste donc sans doute peu prononcé, ce qui nous est encore confirmé par l'examen des teneurs en eau naturelles, descendant rarement en dessous de quinze pour cent, même durant l'été. On comprend alors qu'au niveau de ces terrains toujours proches de la saturation, dès que la quantité d'eau qui pénètre en un temps donné est supérieure à celle que le sol peut drainer dans le même temps, on évolue très vite vers des conditions propices au déclenchement de mouvements.

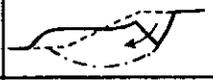
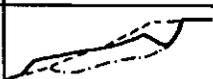
SURFACE de RUPTURE DEFINIE ou NON	RELATION de la Surface de Rupture avec la GEOLOGIE	REMANIEMENT INTERNE	FORME de la SURFACE de RUPTURE	TERRAINS CONCERNES	EXTENSION des MASSES en MOUVEMENT	ZONE de DEPART	CLASSE	TYPE	SCHEMA	
SURFACE DE RUPTURE NON DEFINIE	SURFACE de RUPTURE INDEPENDANTE de la STRUCTURE GEOLOGIQUE des TERRAINS ou dans un TERRAIN HOMOGENE	FAIBLE	CIRCULAIRE	TOUS SAUF ROCHES DURES	FAIBLE à MOYENNE	EXISTANTE	GLISSEMENTS DE TERRAIN AU SENS STRICT	GLISSEMENT CIRCULAIRE		
			PLANE					GLISSEMENT PLAN		
			MIXTE					GLISSEMENT MIXTE		
	GEOLOGIQUE des TERRAINS ou dans un TERRAIN HOMOGENE	FORT	quelconque	SOLS	MEUBLES	FAIBLE à MOYENNE	EXISTANTE	COULEES	COULEE DE TERRE	
				ROCHES DURES		MOYENNE à TRES FORTE			ECROULEMENTS	
				SOLS MEUBLES	FAIBLE	INEXISTANTE	SOLIFLUXION			
	SURFACE DE RUPTURE DEFINIE	DANS UNE COUCHE et EN RELATION avec sa GEOMETRIE	FAIBLE	selon la structure géologique	TOUS SAUF TRES DURS	FAIBLE à MOYENNE	EXISTANTE	GLISSEMENTS DANS UNE COUCHE	GLISSEMENT DE BLOC	
			FORT			MOYENNE à FORTE			GLISSEMENT DE BLOC ET ECROULEMENT	
		au CONTACT de DEUX COUCHES ou de DEUX TERRAINS	FAIBLE	selon la limite entre les terrains	tous	FAIBLE à FORTE	EXISTANTE	GLISSEMENTS COUCHE SUR COUCHE	GLISSEMENT SELON LA STRATIFICATION	
			FORT		"altération", sol sur roche				GLISSEMENT SUPERFICIEL & D'ALTERATION	
NON DEFINIE	?	VARIABLE	pas	ROCHES	FAIBLE	?	FAUCHAGE			

Figure 34 - Classification des mouvements de terrain (d'après J.-P. MOUGIN, 1973)

En outre, diverses expériences ont montré que lorsque des chenaux d'écoulement préférentiel existent dans un milieu à degré de saturation élevé, une augmentation de pression interstitielle se transmet beaucoup plus vite au niveau du chenal que dans le matériau encaissant. Ceci peut expliquer, pour quelques dérangements passés, le bref délai entre la précipitation et la mise en mouvement de certains terrains à granulométrie hétérogène.

B - TYPLOGIE

Notre objet, dans ce paragraphe, est de décrire et classier les mouvements observés sur le territoire de la commune. Les termes employés pour désigner chaque type de mouvement ont été empruntés à la classification établie en 1973 par J.P. MOUGIN, qui présente l'avantage de rester essentiellement descriptive et de faire appel à des critères facilement appréhendables (Fig. 34).

1 - SOLIFLUXION

Nous désignerons par ce terme des mouvements intéressant une faible épaisseur de terrains superficiels remaniés (sols des pédologues).

La surface de glissement est toujours définie, localisée au contact de deux terrains différents ou au sein d'un matériau homogène.

En ce qui concerne les caractéristiques géométriques générales du mouvement, le rapport de la longueur ou de la largeur à l'épaisseur est fort. Ce type de dérangement peut être très localisé ou étendu à de vastes surfaces sur lesquelles différentes formes de solifluxion pourront être associées.

Enfin, la vitesse de déplacement sera généralement lente, mais pourra présenter des accélérations assez brutales en certaines occasions.

Selon la pente du terrain, l'aspect extérieur du mouvement varie et l'on peut distinguer deux types.

a) Solifluxion sans dérangement morphologique (Fig. 35.a)

Affectant uniquement les replats de la commune (zones où la pente n'excède pas 10°), ce type de solifluxion n'entraîne aucune modification du relief du sol et ne se manifeste bien souvent que par le déplacement de témoins verticaux : désalignement de rangées d'arbres ou de clôtures, inclinaison de troncs et de piquets. Le tapis végétal garde sa continuité.

Tous les sondages géophysiques et mécaniques effectués sur ces replats ont montré la présence à faible profondeur de couches argileuses ou marneuses surmontées par 0,4 à 1,2 mètre de sol remanié.

La zone de rupture principale se situe à la limite supérieure de l'argile sur une épaisseur de quelques centimètres.

Le déplacement plus ou moins visqueux du sol, s'il n'est pas continu, est du moins très lent, de l'ordre de quelques centimètres par an.

Cette forme de solifluxion intéresse une grande superficie à l'échelle de cette commune où les replats morphologiques sont génétiquement associés aux couches argileuses.

b) Solifluxion à ondulations, bourrelets ou griffures (Fig. 35.b)

Il s'agit encore du glissement d'un sol remanié sur une couche argileuse. La pente étant plus forte (10 à 15°), les désordres occasionnés à la topographie sont plus nets, sous la forme d'ondulations peu accentuées, d'extension décamétrique.

La zone de rupture est toujours localisée à la surface de l'argile et son épaisseur est faible.

Le déplacement est généralement très lent, comme dans le cas précédent.

A la surface des versants à pente moyenne, des bandes horizontales mamelonnées jalonnent le passage des niveaux argilo-marneux.

De façon très localisée on rencontre, dans ces zones à ondulations, d'une part des bourrelets en forme de goutte d'eau, bien individualisés, et, d'autre part, les traces d'anciens "glissements de couverture" correspondant à une accélération brutale du déplacement des sols remaniés. Dans ce dernier cas, lorsque plusieurs couches d'argiles sont proches dans un versant à pente uniforme, la couverture des niveaux sableux intermédiaires est entraînée elle-aussi dans le mouvement. Des phénomènes localisés de ce type ont déjà été décrits dans les zones de solifluxion par J.M. AVENARD (1962). Nous reprendrons dans l'explication qui suit quelques-unes de ses idées :

- En certains points des versants, le sol se gorge davantage d'eau. Ceci provoque une accélération des mouvements en profondeur (en surface, le sol est plus aéré, armé par les racines des végétaux et le déplacement y est plus visqueux). Il apparaît donc un bombement qui évolue rapidement en boursoufflure (le sol sursaturé augmentant de volume et s'accumulant au bas de la zone en déplacement). Le mouvement peut s'arrêter là si l'eau stockée trouve un exutoire (fendillements au front du bourrelet par exemple).

- Si l'eau ne peut s'échapper, l'imbibition s'accentue et il se crée une poche d'eau qui finit par éclater, donnant une déchirure ("griffure") locale en arc de cercle. Le matériau libéré s'essorant généralement assez vite, la langue de glissement est courte, terminée vers l'aval par des bourrelets assez nets.

Il reste à expliquer l'origine de ces apports en eau excédentaire localisés à certains secteurs des versants. Ils peuvent être liés à l'existence de sourcins ou de bassins pour le stockage des eaux (on a quelques exemples représentatifs de solifluxion localisée à l'aval d'abreuvoirs à l'ouest du Col de la Madeleine). Dans les "creux" des versants déjà bosselés par la solifluxion, les eaux de ruissellement s'accumulent (forme en cuvette) et pénètrent rapidement jusqu'à la base d'une tranche de sol déjà distendue et fendue du fait des mouvements antérieurs.

2 - GLISSEMENTS DE TERRAIN

Ces mouvements n'affectent plus seulement la couverture remaniée, ils intéressent également une tranche du matériau intact sous-jacent dans lequel la surface de rupture, nettement définie, présente des formes variables.

Lorsque le terrain en mouvement est peu plastique (conglomérats par exemple), le glissement est limité à l'amont par une niche d'arrachement circulaire assez nette. Des déchirures peuvent également apparaître lors du mouvement de terrains plus plastiques, lorsque la rapidité du déplacement est telle que le matériau ne peut conserver sa continuité. Dans les zones où le déplacement est plus lent et plus régulier, les déchirures ne se produisent pas et l'on observe simplement une succession de banquettes à dessus aplati et à flanc très incliné. Cette morphologie particulière traduit le faible remaniement interne du matériau, qui glisse "par blocs".

Avant de détailler davantage ces mouvements, il convient d'insister sur un fait : la faible ampleur des glissements de terrain existants à Dionay. On les observe uniquement à proximité de talus à forte pente (sup. à 15°) et ils n'affectent toujours qu'une tranche peu épaisse : la distance entre la surface de rupture et la surface topographique n'excède jamais cinq mètres.

Nous n'avons pu mettre en évidence aucune surface de rupture traversant des couches géologiques de nature différente. Si l'on fait abstraction des sols de couverture, le matériau qui glisse est toujours relativement homogène : sable, conglomérat ou argile.

Enfin, il faut souligner l'importance des couches argilo-marneuses dans la formation de ces glissements qui se produisent toujours soit au-dessus, soit à l'intérieur même de ces couches.

a) Glissements de talus conglomératiques (Fig. 35.d)

Ceux-ci sont très localisés, sous forme de "coups de cuiller" dans les conglomérats, au-dessus de couches argileuses. Leurs dimensions sont très faibles, quelques mètres carrés de superficie pour un à trois mètres d'épaisseur.

En coupe, la surface de rupture se compose d'une portion parallèle au versant se raccordant verticalement à la surface topographique, et d'une portion rectiligne au toit du niveau argileux.

A la hauteur de la niche d'arrachement, le matériau déplacé est peu remanié, en étroites marches d'escalier superposées, suivies vers l'aval par une courte langue de glissement constituée de matériaux moyennement remaniés.

Ces mouvements se produisent épisodiquement et de façon brutale. Ils apparaissent essentiellement dans les conglomérats altérés à matrice rougie (lorsque ceux-ci sont en contact avec le niveau argileux coupant en deux la barre conglomératique qui entoure Dionay) et à la base de la Formation de Chambaran (au-dessus de la couche d'argiles rubéfiées qui constitue son sous-bassement).

b) Glissement de talus sableux (Fig. 35.c)

Les rives du Furand, du Pellalion, de l'Essailon et du Ruisseau des Sarrets, constituées d'alternances de niveaux argileux et sableux, montrent en maints endroits ce type de dérangement, tout au long des zones pentées correspondant aux talus sableux.

Ici encore, en coupe, la surface de rupture comprend une partie curviligne se raccordant au bas à un tronçon rectiligne au toit de l'argile.

Le matériau (sableux) qui glisse est généralement plus remanié que dans le cas des conglomérats et forme, dans la pente, soit des banquettes à dessus aplati, soit des bourrelets discontinus. A la base du talus, on observe un court épandage de sable totalement remanié.

Les déchirures sont rares et très localisées. Il s'agit là d'un déplacement relativement continu, avec des accélérations occasionnelles.

c) Glissements de talus argileux (Fig. 35.e)

Il s'agit de glissements rotationnels affectant le matériau argileux aux endroits où la surface topographique l'entaille avec une pente supérieure à 35° (têtes de talus en général).

Dans la plupart des cas, le cercle de glissement se poursuit jusqu'à la base de la couche argileuse. Toutefois, pour certains glissements affectant l'épaisse couche d'argiles rouges placée à la base de la Formation de Chambaran, le cercle vient buter sur un niveau plus sableux. Il faut rappeler ici que c'est pratiquement la seule couche d'argiles dans laquelle nous ayons pu observer des passées limoneuses ou sableuses d'extension appréciable.

La niche d'arrachement, semi-circulaire, est généralement assez nette, souvent entourée de crevasses de même forme indiquant une progression possible du mouvement vers l'amont. Le degré de remaniement du matériau glissé est très variable, lié, semble-t-il, aux conditions de drainage qui prévalaient au moment du glissement.

3 - COULEES BOUEUSES

Elles correspondent au déplacement rapide d'un matériau assez fluide. Dans la commune, le point de départ de ces coulées se situe au niveau des "Glaises à galets", de la couche d'argiles rouges à leur base ou des conglomérats altérés.

La certitude de l'existence de tels phénomènes et de leur origine nous est venue à la suite de l'étude de certains dépôts superficiels observés en quelques endroits en contrebas de la barre conglomératique. Ceux-ci, reposant sans aucune continuité sur des substratums variés, sont très riches en gros galets de quartzite et en fragments de conglomérats fluviatiles à ciment grésifié. On n'y trouve aucun galet de cristallin altéré (signe d'un transport violent durant lequel ceux-ci ont été détruits). Tous les éléments sont déposés en vrac au sein d'une matrice sablo-argileuse brun-rouge.

L'aspect général de ces placages est soit celui d'un épandage peu épais au pied de la barre conglomératique, soit celui d'un corps de glissement large et aplati, se raccordant vers l'amont à la base d'une dépression de la barre conglomératique. Plus haut, cette dépression se raccorde fréquemment à la base d'un entonnoir plus ou moins évasé entâmant les "Glaises à galets" (Fig. 35.f).

L'ensemble de ces observations permet d'exclure, pour ces dépôts, une quelconque origine alluviale.

Ces coulées ne sont pas localisées uniquement aux têtes de talwegs et il semble que leur apparition soit liée à la vidange brutale de zones saturées en eau qui se

développent près de la base de la Formation de Chambaran. Le matériau saturé s'échappe en une lave fluide qui s'immobilisera rapidement si la pente est faible et si les matériaux s'essorent assez vite. Dans le cas contraire, la coulée pourra dévaler la pente du talus conglomératique et venir s'étaler à son pied. La force érosive des terrains saturés étant grande, la coulée s'alimentera de fragments arrachés aux conglomérats fluviaux.

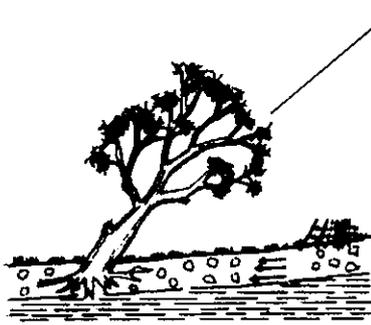
4 - REPTATION

Nous qualifierons ainsi les déplacements d'une très mince pellicule superficielle de débris de roche ou de couverture.

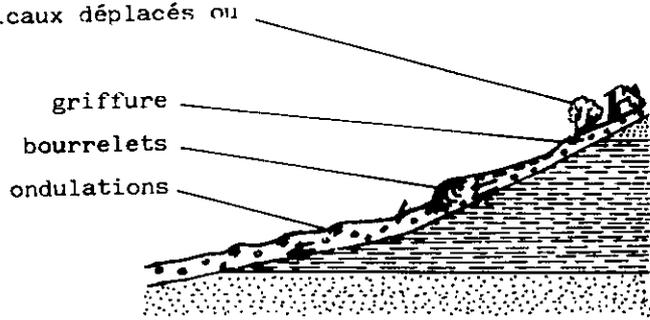
La surface de certains talus conglomératiques à forte déclivité est accidentée par une succession régulière de petites terrassettes (d'environ 0,5 mètre de large et autant de haut). Celles-ci se sont formées à la suite du déplacement très lent et sans doute saisonnier des particules de surface (Fig. 35.g).

Cet aspect morphologique particulier a fréquemment été observé en moyenne et haute montagne, sur les versants à forte pente recouverts de sol meuble.

Il faut sans doute ranger également dans cette catégorie les arrachements de plaques d'herbe que l'on rencontre sur les pentes conglomératiques, associés aux terrassettes. De tels arrachements s'observent aussi à la surface des couches de sol remanié recouvrant les replats morphologiques, lorsque le sol d'altération est très argileux. Il s'agit là évidemment de mouvements d'importance secondaire, très localisés et de faible extension. Leur formation, qui n'est pas clairement expliquée, fait sans doute intervenir l'action du ruissellement sur une mince pellicule de sol préalablement crevassée. (Fig. 35.h).

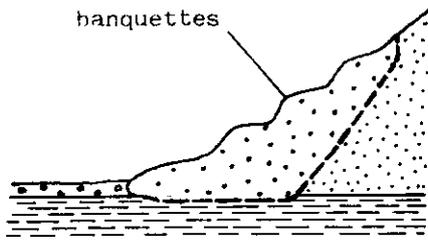


-a- sans dérangement morphologique (pente <math>< 10^\circ</math>)

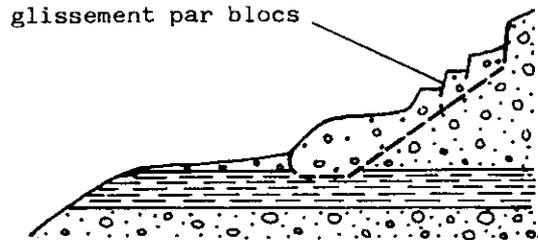


-b- ondulations, bourrelets, glissement de couverture (pente >math>10^\circ</math>)

-a&b- SOLIFLUXION: mouvement du sol de couverture à la surface des couches argilo-marneuses

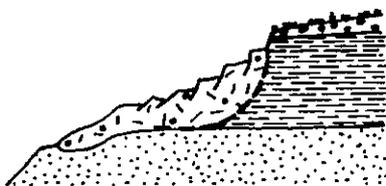


-c- talus sableux (pente >math>15^\circ</math>)

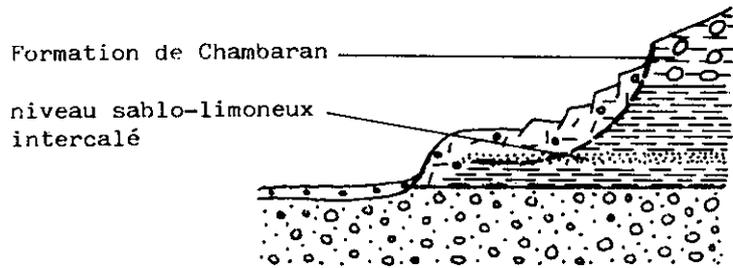


-d- talus conglomératique (pente >math>15^\circ</math>)

-c&d- GLISSEMENTS affectant des talus sableux ou conglomératiques au-dessus de couches argilo-marneuses



sur un substratum sableux (pente >math>35^\circ</math>)



au-dessus d'une passée plus perméable

-e- GLISSEMENTS rotationnels affectant les talus argilo-marneux

Figure 35 - Types de mouvements rencontrés à Dionay.

tel-00574890, version 1 - 9 Mar 2011



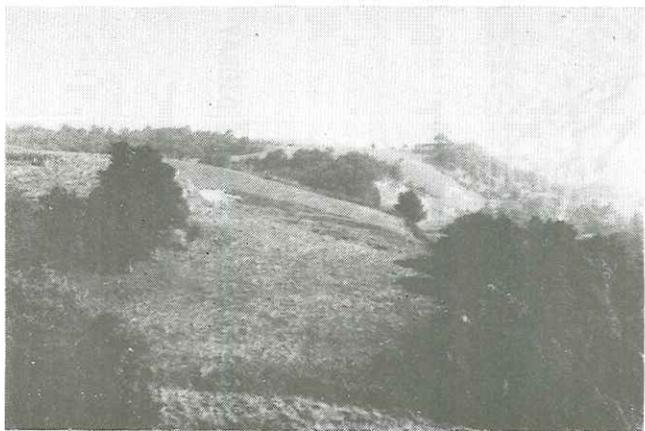
35.a



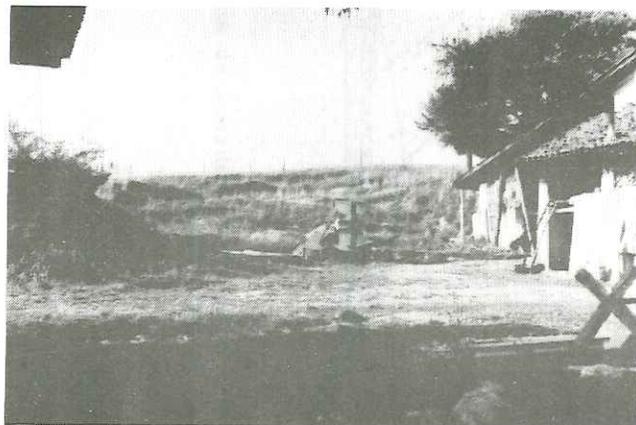
35.b



35.c



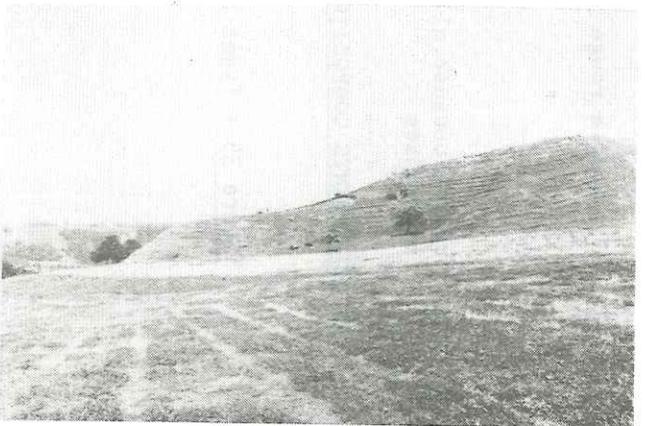
35.d



35.e



35.f



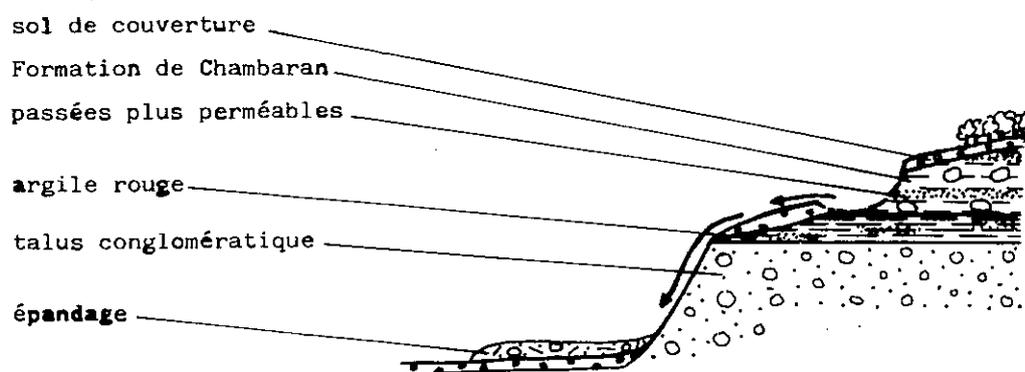
35.g



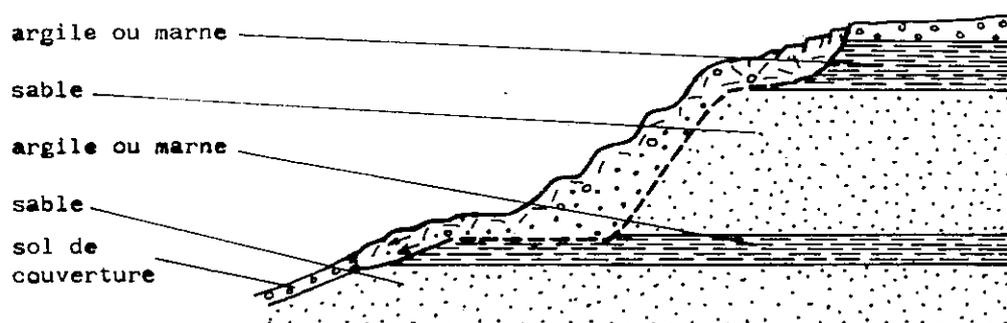
35.h



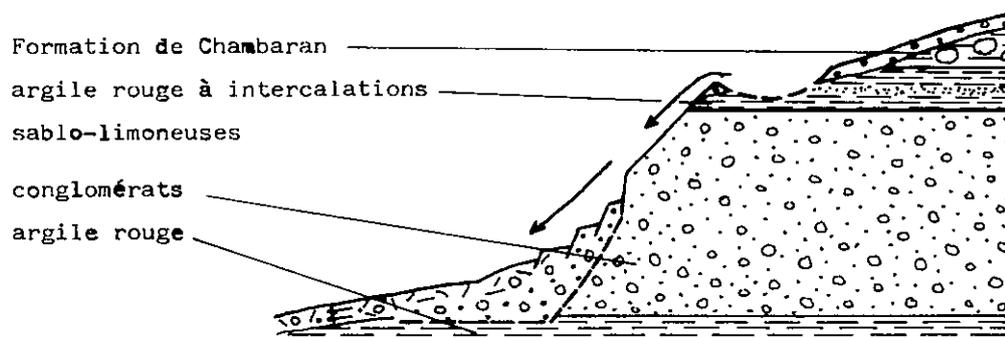
35.i



-f- COULEES BOUEUSES



superposition de glissements de talus sableux et argileux, les matériaux glissés étant repris par la solifluxion



coulée boueuse, glissement de talus conglomératique et solifluxion superposés

-i- MOUVEMENTS COMPOSITES

Figure 35 - Types de mouvements rencontrés à DIONAY (suite)

5 - CONCLUSIONS

A la suite de cette description des différentes formes de mouvement, il apparaît clairement qu'aux environs de Dionay, tous les types de terrains représentés peuvent se mettre en mouvement en surface, dans les endroits où certaines conditions géologiques, morphologiques et hydrauliques sont réunies. Cette simple constatation suffit à expliquer, pour certains versants, la vaste extension de zones de dérangement au sein desquelles se juxtaposent les différents modes de glissement cités auparavant.

En outre, les matériaux remaniés provenant d'un type de mouvement peuvent être remobilisés dans d'autres formes de mouvement. La figure 35.i représente quelques unes de ces manifestations d'instabilité composites :

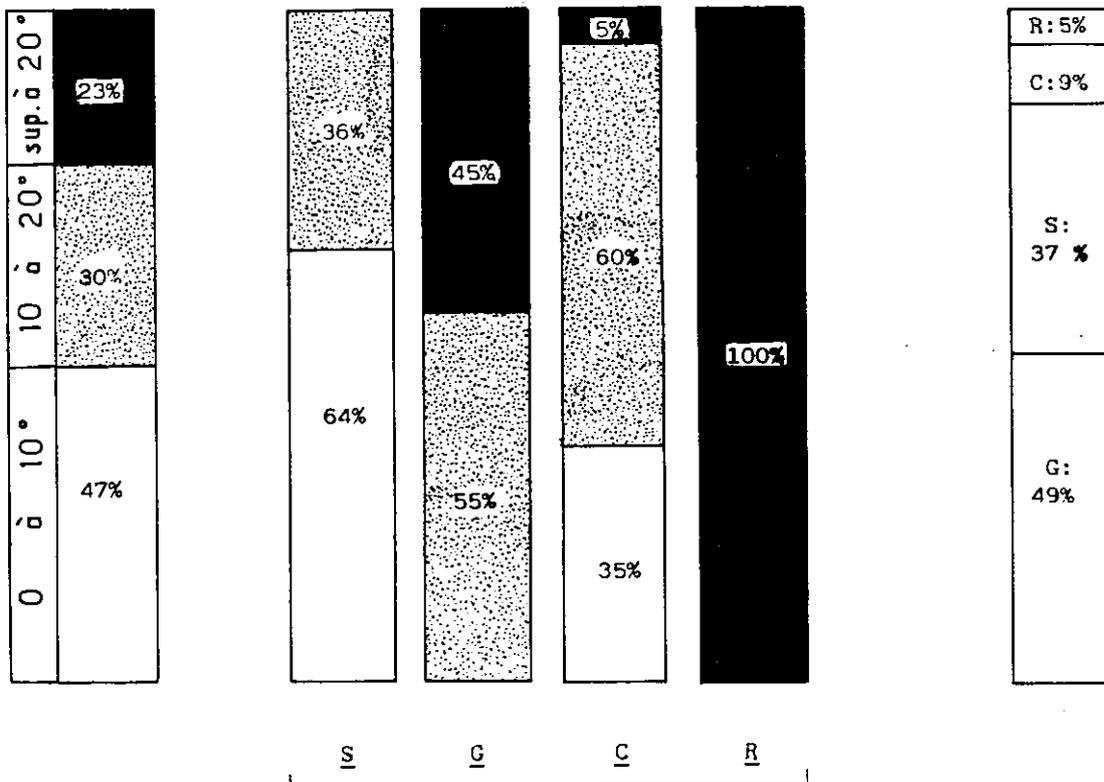
- Superposition de glissements de talus sableux et argileux, le matériau glissé solifluant sur le replat de pied de talus.
- Coulée boueuse dont le matériau est remobilisé par la solifluxion.

La carte des instabilités et des pentes est un document de synthèse, établi à partir de nos levés et observations de terrain complétés par un examen détaillé des photographies aériennes infra-rouge à grande échelle. Afin de conserver un minimum de clarté graphique, nous n'avons distingué que les grands types de mouvements (solifluxion, glissement, coulée) sans détailler davantage. La pente constituant l'un des principaux facteurs déterminant la possibilité d'apparition d'un type de mouvement donné, il nous a paru important que des indications à son sujet figurent sur le même document. La carte des pentes est généralement dressée à l'IGN, par numérisation des courbes de niveau du fond topographique au 1/25000. Nous avons préféré ne faire figurer que trois classes de pentes, le zonage clinographique étant dessiné à partir de l'examen des photos aériennes et de mesures de pentes réalisées sur le terrain. Ceci pour trois raisons :

- La commune présente une morphologie "en terrasses", la dénivellation entre chaque replat étant souvent inférieure à dix mètres. Un zonage établi à partir des courbes de niveaux à l'équidistance de dix mètres ne peut restituer correctement cet aspect du paysage et ne fournit qu'une pente moyenne sans signification.
- Pour pouvoir étudier, de façon statistique, la liaison pente-type de mouvement, il fallait que soit indiquée la pente de tous les talus (aussi peu élevés soient-ils), affectés de glissements localisés (voir Fig. 36).
- En outre, cette façon d'opérer, longue et fastidieuse, pouvait ici être envisagée, la superficie étudiée étant relativement restreinte.

Pourcentage total de zones en mouvement dans la commune : 36 %

- S = Solifluxion
- G = Glissement
- C = Coulée boueuse
- R = Reptation (talus conglomératiques)



Distribution des pentes dans la commune

Répartition par tranche de pente affectée pour chaque type d'instabilité

Répartition des types d'instabilités déclarées

NOTA : ce sont des pourcentages en superficie cartographique (non réelle) qui sont indiqués.

Figure 36 - Répartition des types d'instabilités et des pentes; leurs rapports dans la commune

Enfin, et cela est remarquable, nous avons toujours retrouvé, lors de forages et de la prospection électrique, les couches recherchées intactes et "à leur place" à une profondeur modeste. Etant donné le faible pendage et la continuité des couches, un éventuel glissement de masse aurait été facile à mettre en évidence. Or, nous n'avons rencontré aucun corps de glissement, aucune niche d'arrachement fossilisée dont l'importance puisse justifier l'hypothèse d'un mouvement profond. Donc les instabilités, quelle que soit leur nature, n'affectent à Dionay que la tranche superficielle des terrains.

C - ETUDE DE QUELQUES MOUVEMENTS

Plusieurs mécaniciens ont proposé des méthodes de calcul permettant de déterminer les conditions de stabilité d'une masse de sol sujette au glissement. Il s'agit généralement du calcul du rapport entre la force de cisaillement appliquée et la résistance au cisaillement du sol (coefficient de sécurité) en tout point d'une surface de rupture dont la position n'est pas toujours fixée. Pour pouvoir effectuer efficacement ce calcul, il faut disposer d'un certain nombre de données qui sont :

- d'une part les caractéristiques mécaniques du sol permettant de déterminer en un point la résistance au cisaillement à partir des contraintes appliquées. Selon la cinématique du mouvement, qu'on étudie in situ, et le problème posé (stabilité à "court" ou à "long" terme), les paramètres à prendre en compte sont soit la cohésion et l'angle de frottement effectifs (c' et ϕ'), soit la cohésion apparente C_u sur laquelle nous reviendrons. Lorsque le sol sujet au glissement est déjà remanié, on utilise les caractéristiques résiduelles c_{res} et ϕ_{res} ;

- d'autre part, les données définissant la contrainte appliquée en un point : la masse du volume de sol délimité par la surface de rupture et la pression interstitielle en tout point de ce volume.

De ces considérations, il ressort que l'étude in situ des conditions cinématiques, géométriques et hydrauliques du mouvement est importante pour l'analyse mécanique. On l'exécute en implantant, à partir de levés topographiques précis, des témoins de déplacement, des inclinomètres, des piézomètres et des capteurs de pression.

Pour des raisons d'ordre pratique, nous n'avons pas pu utiliser ces moyens d'investigation. D'ailleurs, si l'on tient compte du caractère lent et discontinu des mouvements de la commune (durant ces deux dernières années, nous n'avons constaté aucun déplacement appréciable) et de la nature des terrains concernés, il n'est pas sûr que les résultats obtenus auraient été en rapport avec la quantité et la qualité du matériel nécessaire.

Néanmoins, pour combler en partie notre manque de données, nous avons voulu étudier la cohésion apparente dans les couches en place. Il s'agit là, ainsi que nous allons le voir, d'un paramètre intéressant à plus d'un titre.

1 - MESURE DE LA COHESION APPARENTE

a) Définition et intérêt

Lorsqu'un effort est appliqué sur un sol, la contrainte normale σ s'exerçant sur une facette donnée se répartit à la fois sur le squelette solide soumis à une contrainte σ' dite intergranulaire et sur le liquide qui développe une pression interstitielle u . On a $\sigma = \sigma' + u$.

Nous avons déjà indiqué (Deuxième partie, chapitre II, p 95) la façon dont étaient définis, à partir des essais de cisaillement, les paramètres c et ϕ . Or, pour un même matériau saturé, ceux-ci varient selon que l'effort est appliqué plus ou moins rapidement. Lorsque l'essai est réalisé très lentement, la pression interstitielle peut se dissiper et l'effort ne s'applique que sur le squelette solide. La droite de COULOMB fournit alors des caractéristiques effectives c' et ϕ' dont les valeurs sont d'autant plus élevées que l'essai est mieux drainé (ou plus lent, ce qui revient au même). Lorsqu'au contraire l'essai est réalisé rapidement, la contrainte totale σ est équilibrée entièrement par la pression interstitielle u et la droite de COULOMB, horizontale, fournit un angle de frottement "apparent" nul et une cohésion "apparente" C_u dont la valeur, toujours supérieure à celle de la cohésion effective, augmente avec la rapidité de l'essai (Fig. 26).

Dans la pratique, lorsque l'on étudie les mouvements rapides affectant des matériaux récemment remaniés, il est commode d'assimiler la résistance au cisaillement du sol saturé ou très proche de la saturation à sa cohésion apparente C_u (avec $\phi_u = 0$, $\tau = C_u$).

La mesure de cette caractéristique à différentes profondeurs permet de mettre en évidence les zones de rupture à faible résistance et, dans le cas où le sol est effectivement saturé, d'effectuer des calculs de stabilité à l'aide du seul paramètre cohésion.

b) Essais réalisés

b.1. Essai scissométrique

Au fond d'un forage exécuté à la tarière, un moulinet à pales rectangulaires est enfoncé suffisamment pour que les pales soient noyées entièrement dans le terrain.

Un train de tiges relie le moulinet à la surface d'où l'on applique un couple de torsion à vitesse lente et constante (environ 0,5 degré par seconde). La force nécessaire pour faire tourner le moulinet est mesurée à l'aide d'une clef dynamométrique.

La formule suivante permet de calculer la cohésion apparente à partir du moment de torsion M exercé à la rupture, du rayon r et de la hauteur h du cylindre de sol délimité par la surface de cisaillement (circonscrite au rebord externe des pales) :

$$C_u = \frac{M}{2\pi r^2 \left(h + \frac{2r}{3}\right)}$$

b.2. Essais de compression simple

Un carottage est exécuté par vérinage en \varnothing 35 millimètres. La carotte extraite est découpée avec précautions en éprouvettes de 70 millimètres de haut (10) qui sont écrasées selon leur axe à une vitesse de un millimètre/minute. Un anneau dynamométrique mesure à tout instant la résistance à la compression R_c et un comparateur fournit la déformation verticale de l'échantillon $\epsilon = \frac{\Delta l}{l_0}$.

Pour un échantillon saturé, la cohésion apparente correspond au rayon du cercle de MOHR de diamètre R_c , avec une étreinte latérale nulle. Donc : $C_u = \frac{R_c}{2}$.

Ces essais de compression simple constituent le complément presque indispensable des essais au scissomètre, car, portant sur des échantillons à peu près intacts, ils permettent la mesure du degré de saturation des terrains et fournissent une valeur de la cohésion apparente qu'il est intéressant, à titre de vérification, de comparer à celle obtenue lors des tests scissométriques.

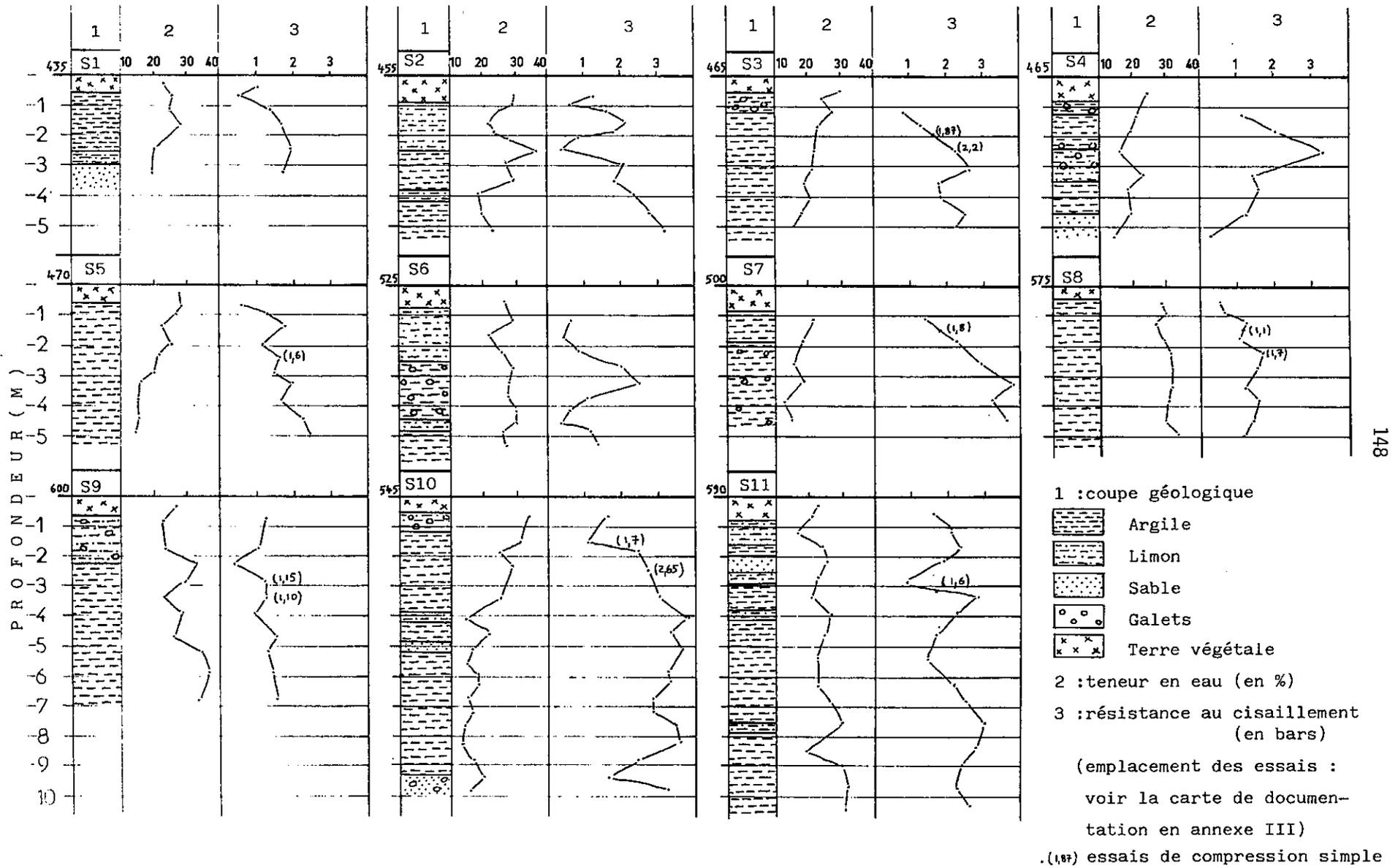


Figure 37 - Résultats des essais scissométriques

c) Résultats

Plusieurs mesures ont été effectuées en différents points de la commune. De manière à pouvoir apprécier les zones de faiblesse des couches argileuses "intactes", nos essais ont été réalisés hors des zones de glissements de terrain, généralement au niveau des replats qui les bordent (voir Annexe III).

La figure 37 regroupe l'ensemble des résultats. Aux coupes géologiques des forages sont associés des diagrammes montrant les variations de la cohésion apparente et de la teneur en eau avec la profondeur. Lorsque des essais de compression simple ont été réalisés en complément, la valeur de C_u déterminée apparaît entre parenthèses.

d) Conclusions

- Les résultats fournis par les deux types d'essais concordent à peu près. C'est généralement le cas lorsque l'on étudie des matériaux dont l'indice de plasticité est inférieur à trente (CASSAN, 1978).

- A l'intérieur des marnes et argiles de Dionay, les cohésions apparentes mesurées sont assez élevées, de l'ordre de un à deux bars, atteignant quelquefois trois ou quatre bars dans certains niveaux de marnes. Ces fortes valeurs sont normales pour des matériaux surconsolidés et la résistance au cisaillement se trouve encore augmentée lorsque de la calcite agit comme liant.

- Certains niveaux, dans lesquels la cohésion apparente chute au-dessous de un bar, peuvent représenter des zones de rupture potentielles. Ils correspondent exclusivement au toit des couches argilo-marneuses ou à des passées limoneuses intercalées dans la couche d'argiles rouges située à la base de la Formation de Chambaran.

Les enseignements que l'on peut tirer de ces mesures sont importants. Les hypothèses formulées à la suite du levé des instabilités déclarées se trouvent vérifiées : à Dionay, les mouvements, pour la plupart, prennent naissance à la limite supérieure des couches argilo-marneuses où le matériau, plus ou moins remanié, a perdu la rigidité liée à la surconsolidation. Les glissements dans l'argile constituent l'exception. Ils ne peuvent se produire qu'au-dessus de chenaux sursaturés à faible cohésion (présents dans les "Glaises à galets" et la couche d'argile qui les supporte) ou à la surface de talus dont la pente est telle qu'elle favorise l'apparition de crevasses de tension et l'ouverture des fissures résultant de la décompression superficielle des argiles fragiles (voir p 164).

Connaissant la position des surfaces de rupture, on peut expliquer l'absence de mouvements profonds par la continuité et la résistance au cisaillement élevée des niveaux argilo-marneux, résistance due essentiellement à la préconsolidation qui a donné aux argiles et marnes leur consistance très ferme.

2 - CALCULS DE STABILITE

Dans l'ignorance où nous nous trouvons des paramètres mécaniques (très variables dans les versants naturels) et de la répartition des pressions interstitielles au niveau des mouvements déclarés, nous avons renoncé à aborder le traitement de cas réels. Parmi les nombreuses méthodes permettant le calcul de la stabilité des pentes en équilibre limite, nous avons choisi celles dont les hypothèses de départ (concernant la forme, la position de la surface de rupture, et la répartition des contraintes) rendaient compte au mieux des conditions naturelles pour chaque type de mouvement envisagé.

a) Solifluxion

Nous prendrons le cas simple d'une pente infinie avec un écoulement et une surface de rupture parallèles à la pente (Fig. 38.a). En supposant nulle la résultante des efforts inter-tranches, la combinaison des équations d'équilibre permet d'aboutir au coefficient de sécurité suivant :

$$F = \frac{\text{tg}\phi}{\text{tg}\phi_c} = \frac{c}{c_c} = \frac{(W \cdot \cos \theta - u) \text{tg}\phi + cL}{W \cdot \sin \theta}$$

c et ϕ représentent les caractéristiques de l'argile saturée.

Application

Ce type de mouvement apparaissant dès que la pente dépasse 5° , nous prendrons $\phi = 0$ (ϕ inf. à θ). Pour $F = 1$, nous obtenons (avec $L = 1$ m, $\gamma_w = 1$ T/m³, $\gamma_{\text{sat}} = 2,02$ T/m³ et $\theta = 10^\circ$) :

$$(c_u)_c = 0,31 H \text{ Soit une cohésion } c_u \text{ critique de } 0,031 \text{ bar pour } H = 1 \text{ m.}$$

Nota : Dans la réalité, des ruptures se produisent au sein du sol de couverture et, la pente n'étant pas infinie, la résultante des efforts inter-tranches n'est pas forcément nulle.

b) Glissement de talus argileux

Il s'agit de glissements rotationnels apparaissant au sein d'un matériau argileux que l'on supposera homogène lors du calcul. Moyennant diverses hypothèses concernant la position de la ligne de poussée, l'orientation des efforts inter-tranches et la distribution des forces de réaction du sol, plusieurs méthodes dites "par tranches" permettent de traiter le problème. Entre autres :

. La méthode de BISHOP simplifiée (1955) conduit à un coefficient FB assez réaliste, mais demande des calculs longs et complexes.

. La méthode de FELLENIUS (JAMBU, 1954) est d'emploi plus simple mais conduit à un coefficient FF pessimiste par rapport à F réel.

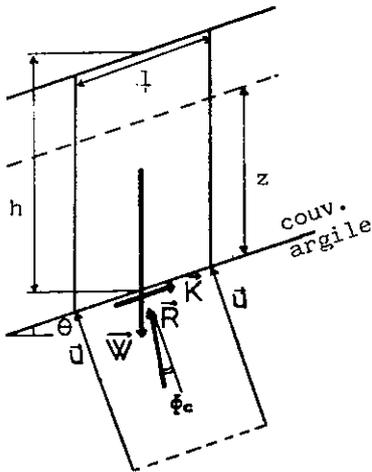
J.P. MOUGIN (1973) a constaté, en traitant un grand nombre de cas par les deux méthodes, un écart constant entre FB et FF. Il a pu ainsi définir un coefficient de FELLENIUS corrigé (Fig. 38.b).

$F = FF + 0,12 \pm 0,04$ avec pour n tranches ($n \neq 20$) :

$$FF = \frac{\sum_{i=1}^n c' \cdot li + \operatorname{tg} \phi' \cdot \sum_{i=1}^n (Wi \cdot \cos \alpha_i - u_i)}{\sum_{i=1}^n Wi \cdot \sin \alpha_i}$$

Partant de là, il a établi une série d'abaques (du type de celle reproduite en fig. 38.b), donnant la valeur critique ($F = 1$) de la côte de la nappe (représentée par $Z_c = \frac{\gamma}{H}$) en fonction de l'angle β du talus, ceci pour différentes valeurs de ϕ' (représenté par $\operatorname{tg} \phi'$), de c' et H (représentés par le nombre sans dimensions $K' = \frac{c'}{\gamma H}$).

-a- Solifluxion

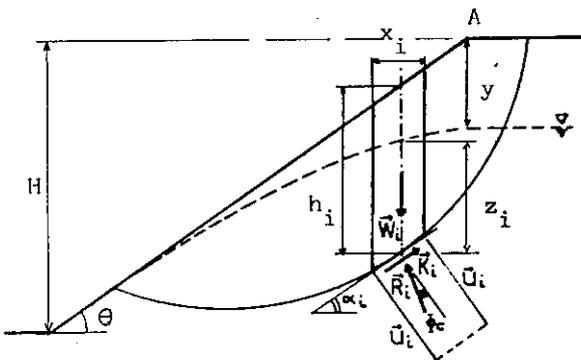


- W : poids ($W=h.l.\cos \theta . \gamma_{sat}$)
- u : pression interstitielle ($u=z.l . \gamma_w$)
- K : force de cohésion
- R : force de frottement

$$F = \frac{(W.\cos \theta - u)tg \phi + cl}{W.\sin \theta} = \frac{tg \phi}{tg \phi_c} = \frac{c}{c_c}$$

épaisseur unité

-b- Glissement rotationnel dans un talus argileux(méthode de FELLENIUS)



- W_i : poids de la tranche
 $=h_i . x_i . \gamma'$
- u_i : pression interstitielle
 $=z_i . l_i . \gamma_w$
- y : profondeur de la nappe sous le point A

$$F_{Fellenius} = \frac{\sum_{i=1}^n c' . l_i + tg \phi' . \sum_{i=1}^n (W_i . \cos \alpha_i - u_i)}{\sum_{i=1}^n W_i . \sin \alpha_i}$$

$$F_{Mougins} \neq F_{Bishop} = F_{Fell.} + 0,12 \pm 0,04$$

épaisseur unité

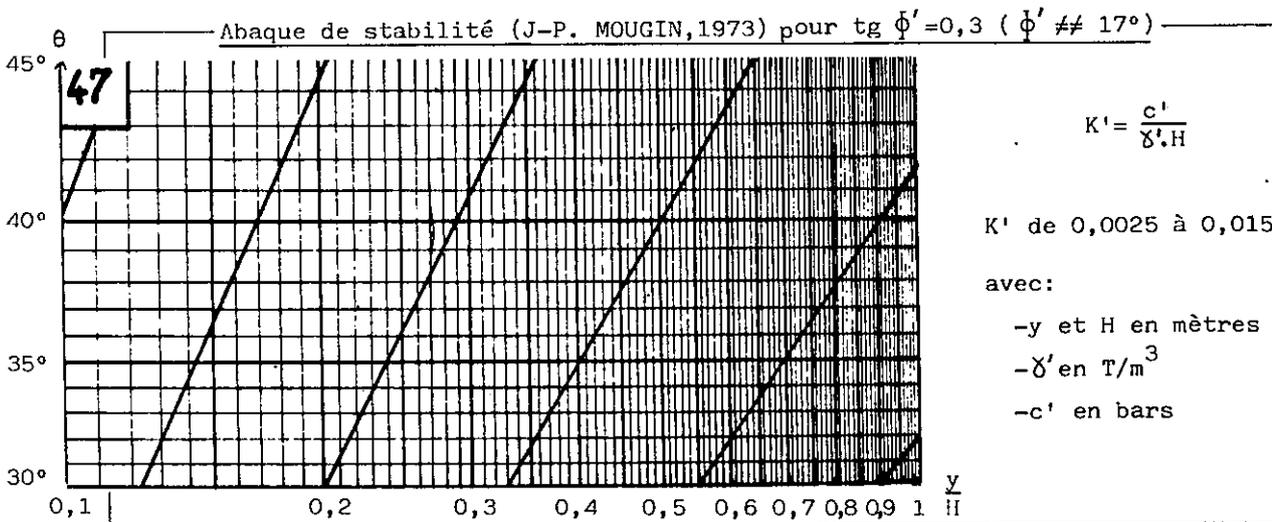
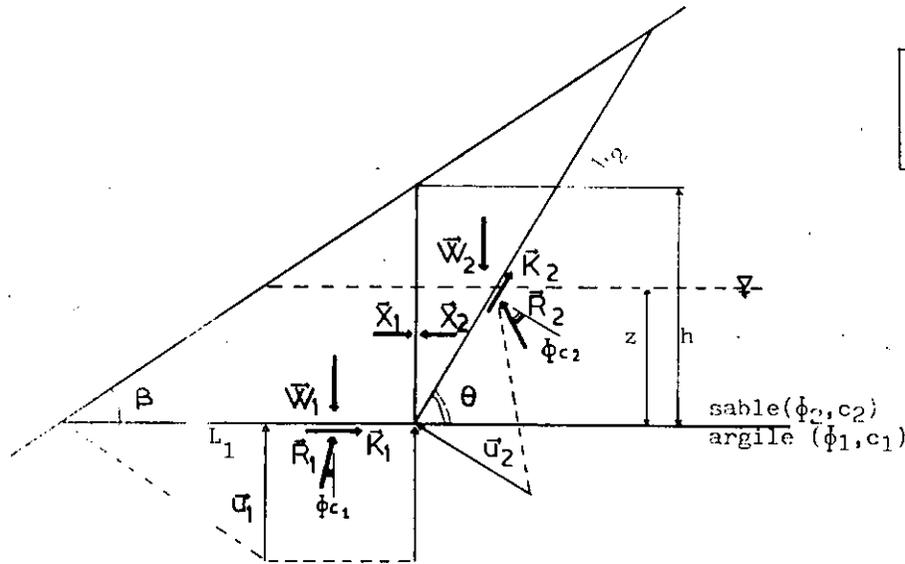


Figure 38 - Définition des termes intervenant dans les calculs de stabilité; applications

tel-00574890, version 1 - 9 Mar 2011

-c- Glissement de talus sableux ou conglomératique (méthode des blocs)



épaisseur unité

BLOC 1 :

$$\text{Poids: } W_1 = \frac{L_1^2 \cdot \text{tg } \beta^2 \cdot \delta_{\text{sat}}}{2}$$

$$\text{Pression interstitielle: } u_1 = L_1^2 \cdot a \cdot \text{tg } \beta \left(1 - \frac{a}{2}\right)$$

$$F = \frac{W_2 \cdot \sin \theta \cdot F - c_2 \cdot L_2 - [\text{tg } \phi_1 (W_1 - u_1) + c_1 \cdot L_1] \cos \theta}{\text{tg } \phi_2 [F (W_2 \cdot \cos \theta - u_2) + [\text{tg } \phi_1 (W_1 - u_1) + c_1 \cdot L_1] \sin \theta]}$$

Application: variations de F pour $\beta = 40^\circ$

$\delta_{\text{sat}} = 2,02 \text{ T/m}^3$	θ	60	50	45	42	
	L_1					
$c_1 = 2 \text{ T/m}^2$ $\phi_1 = 20^\circ$	argile	10		1,38	1,13	
		5		1,54	0,98	1,06
$c_2 = 1 \text{ T/m}^2$ $\phi_2 = 45^\circ$	sable	2	1,48	1,21	0,89	0,95
		1		1,66	1,05	1,2

153

BLOC 2 :

$$\text{Poids: } W_2 = \frac{L_1^2 \cdot \text{tg } \beta^2}{2(\text{tg } \theta - \text{tg } \beta)}$$

$$L_2 = \frac{L_1 \cdot \text{tg } \beta}{\sin \theta - \cos \theta \cdot \text{tg } \beta}$$

$$\text{Pression interstitielle: } u_2 = \frac{a^2 \cdot L_1^2 \cdot \text{tg } \beta^2}{2(\cos \frac{\pi}{2} - \theta)}$$

Figure 38 - Définition des termes intervenant dans les calculs de stabilité; applications (suite)

Application (Fig. 38.b)

Dans les conditions hydrauliques les plus défavorables ($Z_c = 0,1$) et pour une argile dont les caractéristiques mécaniques effectives sont les plus basses mesurées lors de nos essais ($c' = 0,2$ bars et $\phi' = 19^\circ$), un talus de cinq mètres de haut (dénivellation rarement atteinte pour les talus argileux de la commune) est à la limite de la stabilité pour une pente de quarante-cinq degrés. Lors de nos levés systématiques, nous avons effectivement eu l'occasion d'observer à plusieurs reprises des talus argileux assez élevés "tenant" avec une pente d'environ quarante degrés.

c) Glissement de talus sableux ou conglomératiques

Dans ce cas, la ligne de glissement tangente sur une assez longue distance le toit à peu près horizontal des couches argilo-marneuses. L'hypothèse d'une ligne de glissement circulaire ne se justifie plus et il est préférable d'utiliser la "méthode des blocs" (SULTAN et SEED, 1967). Il s'agit d'une méthode par tranches, le nombre des tranches étant limité à deux (Fig. 38.c).

En combinant les équations d'équilibre des forces (projetées sur deux axes orthogonaux pour chaque bloc) nous obtenons le coefficient de sécurité suivant (Fig. 38.c) :

$$F = \frac{\text{tg } \phi}{\text{tg } \phi_c} = \frac{c}{c_c} = \frac{W_2 \cdot \sin \theta F - c_2 \cdot L_2 - [\text{tg } \phi_1 (W_1 - u_1) + c_1 \cdot L_1] \cos \theta}{\text{tg } \phi_2 [F (W_2 \cdot \cos \theta - u_2) + [\text{tg } \phi_1 (W_1 - u_1) + c_1 \cdot L_1] \sin \theta]}$$

. F, qui apparaît dans les deux membres, est obtenu par itération.

. D'un point de vue pratique, la recherche de la ligne de glissement critique, pour un angle de talus β , s'effectue de la manière suivante :

- L_1 étant fixé arbitrairement, on fait tourner L_2 jusqu'à trouver θ_c correspondant à un coefficient minimum.

- θ_c étant fixé, on fait varier L_1 jusqu'à trouver L_{1c} correspondant à un coefficient minimum. La ligne définie par L_{1c} et θ_c correspond à la ligne de glissement la plus critique.

Application (Fig. 38.c)

Pour des matériaux ayant pour caractéristiques mécaniques, la moyenne des caractéristiques effectives mesurées lors de nos essais ($c_1 = 2 \text{ T/m}^2$; $\phi_1 = 20^\circ$; $c_2 = 1 \text{ T/m}^2$; $\phi_2 = 45^\circ$), en supposant la présence d'une nappe horizontale dont le toit est à une cote z au-dessus du toit de l'argile et pour un angle de talus de 40° , nous obtenons $F < 1$ pour $\theta = 45^\circ$ et $L_1 < 5 \text{ m}$. Dans la réalité, pour ce type de mouvement, on remarque effectivement que la partie "supérieure" de la ligne de glissement est presque parallèle à la pente, se raccordant par un court tronçon vertical à la topographie.

FACTEURS DETERMINANTS	ORIGINES	M O D E S D ' A C T I O N			EFFET SUR L'EQUILIBRE	
Surcharges	Remblais Arbres Constructions	Augmentation des forces de pesanteur			. Augm. de σ	
Vibrations	Séismes Tirs à l'explosif Battage Roulage	Modification du sens et/ou de l'intensité de la résultante des forces de pesanteur Disparition de liaisons ou réarrangement des éléments			. Augm. de σ temporaire . Dim. de τ	
Augmentation de la pente ou de la hauteur des talus	Erosion Déblais Terrassements	Modification de l'intensité et de la répartition des contraintes Ouverture des fissures anciennes et nouvelles			. Augm. de σ . Dim. de τ	
Présence d'eau	Pluie Fonte des neiges Dégel Nappe Infiltrations provoquées	Imprégnation	Augmentation de la pression interstitielle → Soulèvement hydrostatique	Mêmes phénomènes aggravés + Poussée hydrostatique dans Les discontinuités ouvertes	. Augm. de τ . Dim. de σ parfois	
		Ecoulement	Pression de filtration Colmatage éventuel	Mêmes phénomènes aggravés + Décolmatage éventuel	. Augm. de τ . Dim. de σ parfois	
		Altération	Dissolution Hydrolyse Echanges d'ions Gonflement	Accélération des mêmes phénomènes aux endroits où l'eau se concentre	. Dim. de τ	
TABLEAU XI - Mécanismes des mouvements de terrain dans les sols (inspiré de K. TERZAGHI, 1950 traduit par J. LETOURNEUR, 1971)		MATERIAU ISOTROPE	MATERIAU ANISOTROPE Fissures, fentes, fractures. Litage. Hétérogénéités lithologiques			σ = contraintes appliquées τ = résistance au cisaillement du matériau

CHAPITRE II

FACTEURS D'INSTABILITÉA - NOTIONS PRELIMINAIRES1 - MECANISME DES MOUVEMENTS DE TERRAIN DANS LES SOLS

Un volume déterminé de sol se met en mouvement le long d'une surface qui le limite à la base lorsque la composante tangentielle des forces (= force de cisaillement) appliquées sur cette face devient supérieure à la résistance au cisaillement du sol le long de cette même surface.

Les facteurs d'instabilité auront donc pour effet d'augmenter les contraintes de cisaillement et/ou de diminuer la résistance au cisaillement mobilisable dans le matériau.

Si l'on se place à l'échelle d'un versant naturel en équilibre, il faut considérer le mode d'action des facteurs dont l'évolution peut compromettre l'équilibre existant (tableau XI).

- Une surcharge augmente localement les contraintes totales donc les contraintes de cisaillement.

- Les vibrations entraînent l'apparition d'une force proportionnelle en module au poids du volume du sol considéré et dont la direction varie selon le type de vibration. Dans tous les cas, la répartition des contraintes se trouve temporairement modifiée et les contraintes de cisaillement augmentent. Dans certains matériaux sensibles (argiles thixotropiques, loess) la cohésion (donc la résistance au cisaillement) peut diminuer brutalement par disparition des liaisons intergranulaires.

- L'augmentation de la pente ou de la hauteur des talus produit une modification de l'intensité et de la répartition des contraintes dans un sens défavorable. Les contraintes de cisaillement augmentent, de façon accrue si le massif contient une nappe qui s'écoule.

- La présence d'eau : l'influence et les modes d'action de l'eau vis-à-vis de la stabilité sont variables et complexes. On peut distinguer :

* Des effets d'imprégnation : la cohésion diminue lorsque le degré de saturation augmente. Les pressions interstitielles croissent avec la profondeur et déterminent un soulèvement hydrostatique ; les forces de frottement (donc la résistance au cisaillement) diminuent.

* Des effets d'écoulement : celui-ci, freiné par le milieu poreux, transmet à ce milieu des efforts mécaniques sous la forme d'une pression de filtration dont l'intensité pour un élément de volume dV est égale à $i \cdot dV \cdot \gamma_w$, i étant le gradient hydraulique. Selon sa vitesse de filtration, l'eau peut déposer ou au contraire enlever des particules fines dans le sol (colmatage ou érosion souterraine). Dans le premier cas, la perméabilité diminue et la pression interstitielle augmente. Dans le second cas, la perméabilité et la vitesse de filtration augmentent, la cohésion et la résistance au cisaillement chutent ; des écoulements préférentiels se créent, au niveau desquels l'eau circule plus vite, entraînant une quantité croissante de particules solides.

* Des effets d'altération : au contact eau-solide se produisent des phénomènes de dissolution, d'hydrolyse, d'échanges d'ions qui peuvent, dans certains cas, entraîner une modification de la consistance du matériau et une diminution de sa résistance au cisaillement. Ces variations, lorsqu'elles se produisent de manière naturelle, sont très lentes, infimes à l'échelle annuelle. Le gonflement à l'eau de minéraux argileux telles que la montmorillonite peut diminuer de façon importante la résistance au cisaillement en certains points des massifs.

2 - COMPORTEMENT DES ARGILES

Bien qu'au sujet des argiles polyminérales, les résultats obtenus jusqu'alors restent seulement qualitatifs, il nous a paru important, avant d'indiquer les causes de mouvements de terrain dans lesquels l'argile joue un rôle primordial, de rappeler quelques observations et mesures concernant les différentes espèces d'argiles monominérales.

a) Caractéristiques physico-chimiques des argiles

a.1. Structures des argiles

L'observation au microscope électronique de coupes ultra-minces de sédiments argileux a permis de mettre en évidence les microstructures correspondant à différents modes de dépôt et à des degrés de compaction plus ou moins forts.

Ainsi, les argiles lacustres ou alluviales ayant subi une forte compaction, montrent une structure "matricielle" ou "turbulente" (Fig. 39.b), résultant de l'écrasement de la classique structure en nid d'abeille (Fig. 39.a). L'orientation des minéraux argileux n'est pas parfaite, indiquant la prédominance d'une compression isotrope et un mauvais drainage lors de la compaction (OSIPOV et SOKOLOV, 1978).

a.2. L'eau dans les argiles

Lorsqu'une argile est mise en contact avec de l'eau, les déplacements relatifs solide-liquide font apparaître des charges à la surface des particules. Les molécules d'eau forment d'autre part des dipôles orientés qui vont donc pouvoir se fixer de manière plus ou moins forte dans les minéraux. On distingue :

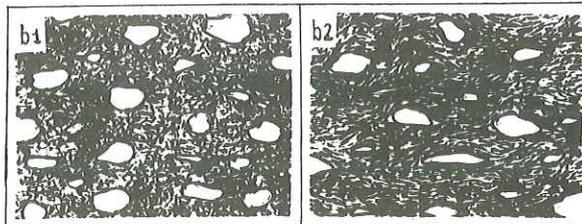
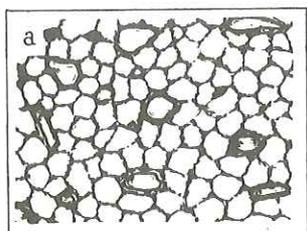
- De l'eau fortement liée aux éléments solides dont le comportement est intermédiaire entre ceux du liquide et du solide (densité et viscosité fortes, température de gel basse et tension de vapeur faible).
- De l'eau faiblement liée formant une pellicule autour des particules.
- De l'eau libre dont les molécules ne sont plus orientées et dans laquelle la teneur en ions est plus faible.

a.3. Adsorption et substitution

L'eau qui entoure les argiles est chargée en sels se dissociant en ions qui vont être attirés par les particules chargées. Celles-ci ayant essentiellement une charge négative, ce sont surtout les cations qui seront adsorbés et fixés entre les particules, entourés d'eau fortement liée.

Ces cations inter-particules peuvent être substitués par d'autres cations.

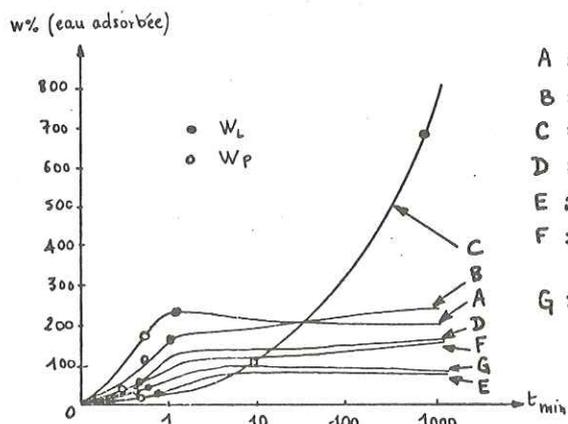
Enfin, à l'intérieur même des particules argileuses, il pourra se produire des substitutions qui feront apparaître des charges différentes en surface.



-a-struct. en "nid d'abeille"

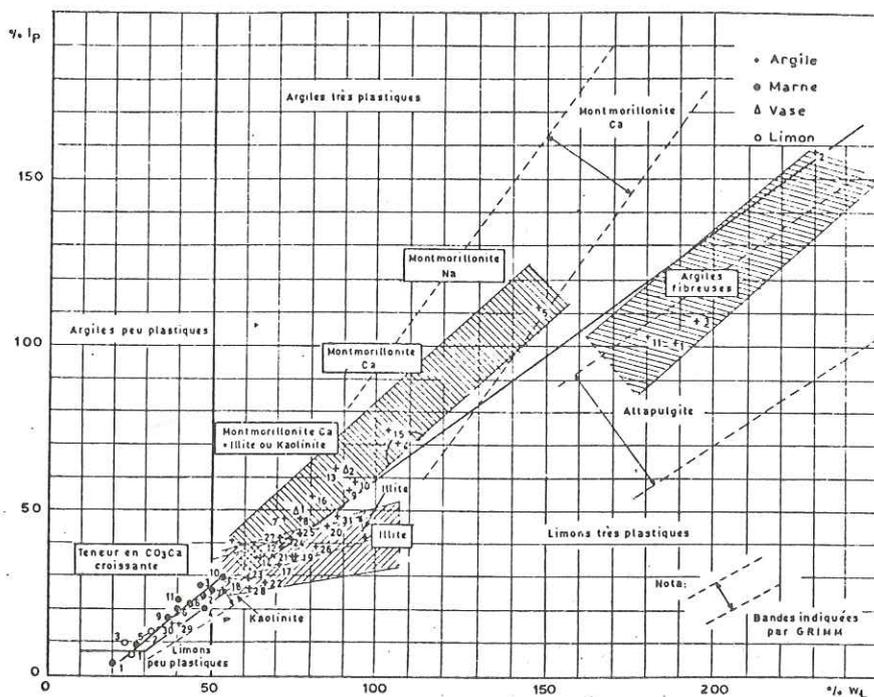
-b-struct. "matricielle (b1) ou turbulente (b2)

Figure 39 - Micro-structures des argiles lacustres ou alluviales (d'après V.I.OSIPOV et V.N.SOKOLOV,1978)



(d'après A.)
(BOTTERO ,1971)

Figure 40 - Hydratation des minéraux argileux purs



(d'après A.)
(LE ROUX ,1972)

Figure 41 - Plasticité de divers minéraux argileux purs

tel-00574890, version 1 - 9 Mar 2011

b) Variations des caractéristiques géotechniques des argiles

b.1. Teneur en eau

Selon le degré de cristallinité, la surface spécifique des particules et la nature du cation adsorbé, l'hydratation se poursuivra plus ou moins loin au-delà de la limite de liquidité (Fig. 40).

- Lorsque Ca^{++} est le cation adsorbé, l'hydratation ne se poursuit que peu au-delà de W_L . L'inverse se produit lorsque Na^+ est adsorbé ou lorsque le minéral est mal cristallisé.

- Pour l'illite et la kaolinite, le degré de cristallisation est primordial.

- C'est la surface spécifique élevée de ses particules qui permet à la montmorillonite d'atteindre de fortes teneurs en eau (d'après A. BOTTERO, 1971).

b.2. Limites d'Atterberg et caractéristiques mécaniques

La figure 41 montre la place des principales familles d'argiles dans l'abaque de plasticité de CASAGRANDE.

Quant au tableau XII, il indique l'influence de la nature du cation adsorbé sur les limites d'état et la résistance au cisaillement pour les principales familles d'argiles pures (d'après A. BOTTERO et J.P. GIROUD, 1972).

b.3. Un domaine limite : les marnes

L'apparition de calcite dans une argile provoque une augmentation de l'angle de frottement effectif ϕ' .

Il apparaît des liaisons supplémentaires de type ionique et solide qui sont peu sensibles à l'eau et s'opposent aux contraintes développées par les argiles gonflantes (A.LE. ROUX, 1972).

		KAOLINITE	ILLITE	MONTMORILLONITE	
Résistance au cisaillement	Ordres de grandeur	Paramètres principaux	Cohésion (c) Cohésion faible (grosses particules) (% de τ dû à la cohésion < 20 %)	20 % < % de τ dû à la cohésion < 40 %	Cohésion élevée (particules très petites) % de τ dû à la cohésion > 80 %.
		Paramètres annexes	Frottement interne φ φ élevé ($\varphi_{max} = 20^\circ$) (% de τ dû à $\varphi > 80$ %)	φ montmorillonite < φ < φ kaolinite 60 % < % de τ dû à $\varphi < 80$ % 10° < φ < 15°	$\varphi \neq 0$ ($\varphi_{max} = 0^\circ$) % de τ dû à 0 < 20 %
		Sensibilité S _l			
		Thixotropie	A peu près nulle	Forte (?).	Très forte (due à un redéveloppement rapide des doubles couches : 50 % de τ récupéré en une heure).
	Influence des paramètres physico-chimiques	Ions	La nature des ions a peu d'influence sur C et φ ($\Delta C \neq 0$; $\Delta \varphi \neq 0$)	L'ion K ⁺ est favorable à une résistance élevée et à une sensibilité minimale ($St_{K^+} < St_{Na^+}$). Quand Na ⁺ est remplacé par K ⁺ , τ augmente par cémentation des particules dues à K ⁺ . Ca ²⁺ et Mg ²⁺ donnent des résultats voisins.	Ca ²⁺ → c' max. Al ³⁺ } → = max (cémentation ?). Fe ³⁺ } Si Na ⁺ est remplacé par K ⁺ , τ naturelle augmente et τ remaniée diminue. Na ⁺ → sensibilité minimale sensibilité K ⁺ > sensibilité Na ⁺ (voir Illite)
		Stabilisation chimique	La stabilisation chimique (chaux ou ciment) est facile car la perméabilité est relativement élevée par rapport aux autres argiles et la diffusion dans la masse est rapide. τ_{max} est atteint pour 6 % d'additif.		La stabilisation chimique (chaux ou ciment) est plus difficile que pour la kaolinite. La perméabilité k étant très faible, la diffusion est très lente. Le % optimal d'additif semble se situer vers 8 % pour la chaux. Peu de résultats : C ₃ (NaCl) → τ (Ce résultat est analogue à celui observé pour la kaolinite.)
		Concentration en sel de l'électrolyte C _s	Peu de résultats. C _s (NaCl) ↑ → τ ↓ Mais ce résultat doit être valable également pour les autres cations monovalents et bivalents.		
		Hydratation	w % ↑ → τ ↓ (on a peut-être une relation : $\tau = \alpha \ln w + \beta$)	Analogue à la kaolinite.	Analogue à la kaolinite.
	Ions et conc. en sel C _s	Ions	Ions : d'après les principaux résultats dus à Grim et Scott, il est très difficile de dégager une loi de variation des limites et indices d'état en fonction de la nature des ions adsorbés. Il faut d'ailleurs noter que les valeurs des limites étant faibles, l'influence des ions peut être du même ordre que la précision habituelle des mesures. La vitesse d'échange des cations est très élevée par rapport aux autres argiles pures, vu la faible quantité d'eau adsorbée et la circulation relativement aisée de l'électrolyte.	Ions : La nature des cations a peu d'influence sur les limites d'état et la plasticité de l'illite, d'après les résultats de Lambe et al. Notons seulement que d'après White les ions monovalents (Na ⁺ , Li ⁺) semblent moins favoriser les propriétés colloïdales que les ions polyvalents (Ca ²⁺ , Fe ²⁺ ...). La vitesse d'échange des cations est très faible.	Ions : Contrairement aux autres minéraux argileux, la montmorillonite est très sensible à la nature des cations adsorbés. Les ions Na ⁺ et Li ⁺ entourés d'une épaisse coquille d'eau induisent un puissant effet dispersif des particules et une plasticité maximale. L'influence de la nature des cations s'atténue lorsque la teneur en eau diminue (dans l'ordre d'influence décroissante w _L , w _p , w _s). Les limites varient en première approximation dans le sens inverse de la valence des cations adsorbés, pour une montmorillonite donnée. Remarque - Importance de la valence : étude comparative Na ⁺ , Ca ²⁺ . D'après Mering et Glaeser le cation Na ⁺ se place dans la cavité hexagonale des cristaux de montmorillonite de manière à être situé le plus près possible de la charge négative qu'il neutralise. La particule est alors neutre et n'adsorbe plus de cation en surface. La montmorillonite Na ⁺ est alors dissociable en de très petits éléments, ce qui conduit à une très grande surface spécifique (800 m ² /g) et par ce à de fortes valeurs de w _L et de i _p . Le cation Ca ²⁺ , par contre satisfait deux charges négatives dans le réseau (car il est bivalent) mais ne peut se rapprocher que d'une d'entre elles, d'où une énergie de surface non négligeable et une dissociation en petits éléments plus difficile. Certains auteurs mentionnent que la présence simultanée d'ions Na ⁺ et Ca ²⁺ entraîne une très grande tendance à la dispersion vu l'épaisseur variable d'eau adsorbée par les particules, suivant le pourcentage de cations de chaque sorte qu'elles contiennent. La vitesse d'échange des cations est très faible.
		Concentration en sel C _s : relation C _s — w _L	a) CaCl ₂ ↑ → w _L ↓ Ceci est dû à la diminution des forces d'attraction entraînant une plus grande mobilité des particules. b) NaCl ↑ → w _L ↑ A cause de l'augmentation de la concentration en ions Na ⁺ qui tend à diminuer les forces de répulsion, ce qui entraîne une tendance à la floculation et conjointement un accroissement de w _L .	Concentration en sel C _s : D'après Olson, w _L et w _p varient très peu avec C _s pour des illites saturées progressivement en CaCl ₂ , MgCl ₂ , NaCl ou KCl.	Concentration en sel de l'électrolyte C _s : — Pour CaCl ₂ , C _s a très peu d'influence sur w _L . — Pour NaCl, on constate que w _L ↓ quand C _s ↑, conformément à la théorie de la double couche.

(d'après A. BOTTERO et J.-P. GIROUD, 1972)

Tableau XII - Influence de la nature des ions adsorbés sur les limites d'état et la résistance au cisaillement, pour les principales familles d'argiles pures

B - LES CAUSES DES MOUVEMENTS

Plusieurs auteurs ont essayé de classifier les facteurs d'instabilité, mais aucun des modèles de classification proposés n'a jusqu'à présent été admis à l'unanimité, chacun considérant la question avec son optique propre. Les mécaniciens, nous l'avons vu, distinguent les agents provoquant une diminution de la résistance au cisaillement ("causes internes") de ceux qui provoquent une augmentation des contraintes de cisaillement ("causes externes"). Les naturalistes, quant à eux, préfèrent parler de causes "naturelles" ou "artificielles", "permanentes", ou "temporaires". Ces termes définissent simplement les différents caractères d'un facteur qui peut se distinguer par ses implications mécaniques, son mode d'apparition ou la durabilité de son action.

Pour notre part, en dressant une liste des agents intervenant, souvent de concert, dans le déclenchement des mouvements rencontrés à Dionay, il nous a semblé que ceux-ci pouvaient être regoupés sous quatre rubriques : facteurs géologiques, hydrogéologiques, climatiques et anthropiques.

1 - FACTEURS GEOLOGIQUES

a) Hétérogénéités lithologiques

De la description des différents types de mouvement ressort sans équivoque le rôle très important des niveaux argilo-marneux. En effet, la zone de rupture, se situe toujours soit en totalité, soit en partie à l'intérieur de ces matériaux.

Intercalés dans les terrains sableux ou caillouteux, les niveaux argileux forment un écran imperméable au toit duquel l'eau se concentre, passe d'un écoulement vertical à un écoulement horizontal néfaste pour la stabilité et imprègne le matériau de façon permanente, ce qui se traduit par une chute localisée de la cohésion.

Par un mécanisme analogue, des niveaux limoneux ou sableux présents au sein des couches argileuses constitueront des zones de rupture préférentielle, pour peu qu'ils aient une extension horizontale suffisante, et que l'eau qui les atteint puisse s'y concentrer.

Par rapport à la masse argileuse, ces intercalations à teneur en eau élevée présenteront une résistance au cisaillement moindre. Par ailleurs, si ces passées plus

grossières sont en liaison avec la surface, la pression interstitielle peut y croître de façon forte et brutale à la suite de pluies violentes. Si l'eau s'écoule, elle peut alors entraîner des particules fines, créant un phénomène de renard. Dans le cas contraire, il se crée une accumulation d'eau, susceptible de "foirer" brutalement.

Parmi les formations argileuses de la commune, seules les "Glaises à galets", l'argile rouge à leur base et les conglomérats altérés contiennent des niveaux sablo-limoneux d'extension suffisante pour être à l'origine de glissements ou de coulées boueuses. Dans les couches lacustres inférieures, les passées à granulométrie plus grossière interviennent seulement dans le phénomène de recul par érosion des talus argileux à forte pente. Durant les périodes de sécheresse, la tranche superficielle de ces talus se fendille et lors des pluies qui suivent, l'eau pénètre plus facilement les argiles et imprègne rapidement les lentilles sableuses qui sont destabilisées.

b) Evolution post-sédimentaire

Dans la deuxième partie de cet ouvrage, nous avons indiqué que les transformations subies par les sédiments postérieurement à leur dépôt étaient principalement liées à deux facteurs : la surconsolidation due à la surcharge des terrains plus récents et l'altération causée essentiellement par l'action d'eaux infiltrées agressives.

b.1. Surconsolidation

Il en découle une amélioration de certaines caractéristiques géotechniques du matériau (voir p. 123).

Un autre effet de la surconsolidation a été d'augmenter la fragilité des matériaux. Lors d'essais de cisaillement réalisés sur des matériaux préconsolidés, BIAREZ et BELLIER (1969), ont constaté au-delà de la valeur du pic une chute rapide de la résistance au cisaillement dont la valeur résiduelle est très faible. En outre, la fragilité décroît lorsque la teneur en eau et/ou la profondeur (soit σ_3) augmente (voir Fig. 42).

Les sols surconsolidés placés par l'érosion à faible profondeur sont donc généralement fissurés et donnent lieu à des mouvements dangereux durant lesquels on passe brutalement d'une déformation infime ou nulle à une déformation importante.

Enfin, toujours pour un matériau surconsolidé placé à faible profondeur, on constate que la consolidation acquise décroît naturellement de façon très lente si

Le matériau ne subit aucune altération particulière, mais peut aussi diminuer ou disparaître rapidement dans les zones où le matériau subit par altération des modifications minéralogiques ou des variations de volume ou de forme (remaniement).

b.2. Altération généralisée (à l'échelle d'une ou plusieurs formations)

Il s'agit ici du phénomène lent et continu qui a donné naissance aux "couches rouges" du haut de la commune : Formation de Chambaran, conglomérats fluviaux altérés et niveaux d'argiles rouges.

Dans toutes ces formations, la phase sableuse qui existait au départ a été altérée et remplacée petit à petit par une quantité croissante d'argiles. Il en résulte une chute progressive des qualités mécaniques.

D'autre part, dans ces terrains molassiques, la dissolution de la calcite a des conséquences graves. Avec ce minéral disparaissent en effet des liaisons solides, qui s'opposent au gonflement. Dans le même temps, l'angle de frottement interne diminue.

b.3. Altération localisée (à l'intérieur d'une même formation)

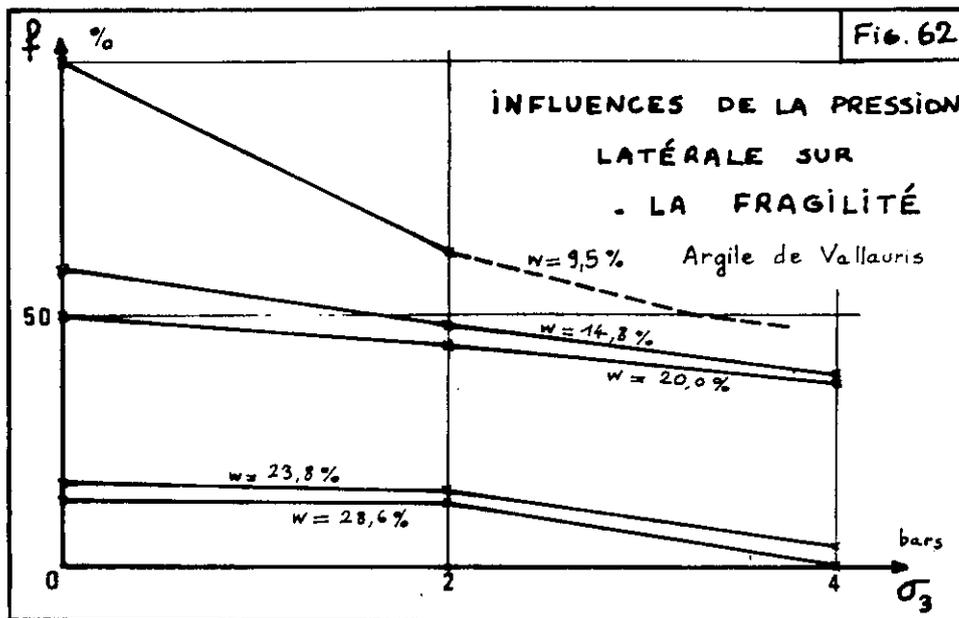
Dans les zones où la teneur en eau dépasse de façon constante ou durable la limite de plasticité W_p , les argiles et les marnes subissent diverses dégradations irréversibles :

- Des modifications de structure : les minéraux tels que la montmorillonite, même présents de façon très dispersée au sein de l'argile, sont susceptibles en gonflant de faire éclater les lits d'illites (A. LE ROUX, 1971).

- Des modifications chimiques : la dissolution de la calcite fait chuter la résistance au cisaillement tout comme les phénomènes de substitution d'ions (dont nous reparlerons au paragraphe "agressivité des eaux").

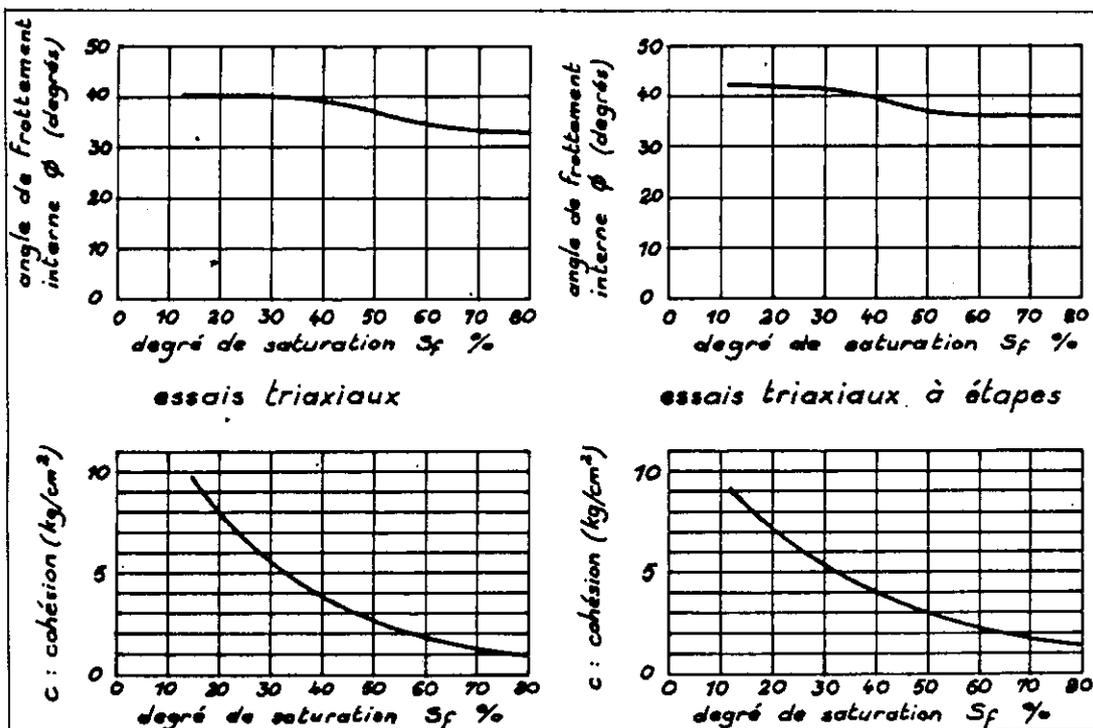
- Des modifications de consistance : les limites d'Atterberg sont beaucoup plus variables dans ces zones qu'au coeur même de la masse argileuse non altérée.

A Dionay, à la surface des argiles en contact avec des sables, des conglomérats ou du sol remanié, ces phénomènes d'altération ont joué sans doute dès le Pliocène, leur intensité s'accroissant lors des interglaciaires au Quaternaire (au cours duquel nous nous trouvons dans un secteur périglaciaire).



(D. FABRE, 1976)

Figure 42 - Variation de la fragilité avec la contrainte latérale et la teneur en eau ($f = 100 \frac{\sigma_{pic} - \sigma_{palier}}{\sigma_{pic} - \sigma_3}$)



(G. KYVELLOS, 1956)

Figure 43 - Variation de l'angle de frottement et de la cohésion avec le degré de saturation

2 - FACTEURS HYDROGÉOLOGIQUES

L'eau intervient de façon déterminante dans la plupart des formes de mouvements de terrain, tout particulièrement lorsque ceux-ci affectent des milieux granulaires à porosité d'interstices. En effet, l'eau y est en contact très étroit avec les particules solides et détermine de façon constante les propriétés physiques, chimiques et mécaniques du matériau. Toute augmentation, locale ou étendue, de la pression interstitielle s'accompagne d'une diminution de la cohésion (Fig. 43) et donc de la résistance au cisaillement.

a) Les sources non captées (voir la carte hydrogéologique)

Les conditions d'émergence des différentes sources inventoriées à Dionay sont les suivantes :

- Sources localisées à la base de la Formation de Chambaran au niveau de la couche d'argiles rouges.

- Sources au toit des couches d'argiles placées au milieu et à la base des conglomérats fluviatiles.

- Sources du toit des niveaux argilo-marneux ou à la base des lentilles conglomératiques intercalées dans les sables continentaux.

Les émergences les plus nombreuses sont liées aux "Glaises à galets" et aux conglomérats. Ce sont d'ailleurs les seules qui soient pérennes. Dans le tableau XIII, sont indiquées les caractéristiques de débit et de température de sources de ce type, suivies par D. FOURNIER (1974) dans le secteur du Col de Toutes-Aures. Nous y avons joint les observations faites au sujet de sources captées à Dionay pour l'alimentation en eau de la commune de Saint-Antoine (d'après une enquête effectuée en 1966). Nous constatons que les débits des sources liées aux conglomérats fluviatiles et à la Formation de Chambaran sont à peu près équivalents et que les températures des eaux varient peu, ce qui est le signe d'écoulements lents, protégés par une épaisse couverture des variations thermiques superficielles.

Pour les besoins des agriculteurs de la commune, de nombreuses sources ont été captées essentiellement au pied de la barre conglomératique et plus bas, au niveau des contacts argiles-sables continentaux. Ce sont en effet les conditions d'émergence qui garantissent la meilleure pureté des eaux. Néanmoins, de nombreuses venues d'eau non

Tableau XIII - Débits et températures des sources liées à diverses formations

Sources liées à la Formation de Chambaran

SOURCE	Localisation			Débits (l/mn) mesurés	Date	T (°C) eau	T (°C) ext.	Résist. à 20°C (Ω . cm)
	X	Y	Z					
<u>HI RIVAL</u>								
Gde Fontaine	833,5	337,5	580	Max. 390 Min. 280	13.09.72 16.11.72	11 11	17 13	6 800 6 100
Cbe de Mernès	828,5	336,5	540	Max. 320 Min. 240	20.09.72 25.10.72	11,6 12	14,5 17	6 300 5 600
Cbe des Clercs	827	336	570	Max. 58 Min. 55	26.09.72 23.01.73	10,2 9	14 10,5	5 800 5 600
Servas	834,5	339	590	Max. 17 Min. 8	25.07.73 21.11.72	9 8,5	21 12	7 000 6 500
<u>DIONAY</u>								
Mouchet	824	326,1	500	Max. 60 Min. 35	11.12.66 08.07.66	8 11,5	15 20	12 300 8 300

Sources liées aux sables ou aux conglomérats fluviaux

SOURCE	Localisation			Débits (l/mn) mesurés	Date	T (°C)	T (°C)	Résist. à 20°C (Ω . cm)
	X	Y	Z					
<u>HI RIVAL</u>								
Reboul	844,5	340,3	555	Max. 20 Min. 2	29.07.72 25.10.72	11 11,8	17,5 18	3 800 3 200
Mont	840	336	620	Max. 24 Min. 12	23.08.72 05.08.72	9 9	13 26	3 400 3 300
Brion	835,5	337	550	Max. 120 Min. 42	17.08.72 04.10.72	10,8 11	13 15	4 000 3 500
Mangin	842	338,2	600	Max. 39 Min. 23	04.10.72 18.10.72	10,5 10,5	15 13,5	3 200 3 200
Girin	841,8	338,5	623	Max. 80 Min. 30	14.12.72 18.10.72	10,5 11,5	11 13,5	3 300 3 300
Abbaye	844	339	630	Max. 100 Min. 12	29.07.72 18.10.72	11 11	16 12	3 500 3 300
<u>DIONAY</u>								
FURAND	828,2	326,9	540	Max. 220 Min. 180	05.03.66 22.10.66	9 17	11 21	2 300 2 500

(Caractéristiques des sources du Bassin du Haut-Rival d'après D. FOURNIER, 1974).

captées subsistent, qui entretiennent selon leur importance, soit des "loupes" de solifluxion localisées, soit les mouvements de versants entiers. Ainsi, sur les berges du Furand, surtout en rive gauche, les glissements importants sont généralement situés en contrebas de sources non captées.

b) Nappes permanentes et nappes temporaires

Il est possible de séparer trois aquifères de caractéristiques distinctes (voir la carte hydrogéologique) :

- La Formation de Chambaran

On peut s'étonner de la présence d'une nappe permanente au sein de ces cailloutis à matrice très argileuse. Celle-ci existe cependant, les eaux se rassemblant sans doute dans les niveaux profonds moins altérés et étant drainées au toit de la couche d'argile rouge qui forme le soubassement des "Glaises à galets". L'observation de plusieurs puits et même d'une galerie de captage, creusés dans la Formation au Nord du Col de la Madeleine, et qui restent alimentés toute l'année, constitue une preuve supplémentaire de l'existence de cette réserve d'eau.

Mais, toute la complexité du comportement hydrogéologique de cette formation provient de la coexistence d'écoulements très lents dans les zones à matrice argileuse et d'écoulements beaucoup plus rapides localisés dans des "couloirs" particuliers. Le professeur M. GIGNOUX, auteur de nombreux rapports sur des projets d'alimentation en eau potable pour diverses communes du plateau, avait maintes fois constaté les faits suivants :

- D'une part, une pollution d'origine animale de certaines sources issues des "glaises à galets", surprenante dans une formation aussi argileuse où les écoulements sont en principe très lents ;

- D'autre part, quasi-immédiatement après de fortes pluies, une brutale augmentation des débits et l'apparition d'eaux troubles indiquant une ablation des particules fines par un écoulement rapide. L'existence de ce phénomène de renard se trouve d'ailleurs confirmée par l'observation faite par le professeur R. MICHEL d'entonnoirs de suffosion pouvant atteindre deux mètres de profondeur et accidentant par endroits la surface des "glaises à galets" (d'après une enquête sur les eaux de la commune de Serre-Nerpol). Cette surface est par ailleurs très imperméable puisque de nombreuses mares s'y maintiennent en permanence (sur le Plateau).

Pour nous, l'existence de cheminements préférentiels, quelquefois en liaison avec la surface, ne fait plus de doute. Il ne semble pas qu'ils correspondent à des fissures, puisque les galeries de captage, déjà anciennes, n'en montrent pas (d'après M. GIGNOUX), mais plutôt à des canaux souterrains où la matrice, à l'origine plus sableuse qu'ailleurs, a en plus été débarrassée de ses particules fines par suffosion.

La présence d'une nappe constitue l'une des causes qui explique le grand nombre de mouvements affectant la base de la Formation de Chambaran. D'autre part, c'est sans doute l'obstruction superficielle des exutoires des cheminements préférentiels qui est à l'origine de la formation des poches d'eau donnant des coulées boueuses.

- Les conglomérats fluviaux

Au milieu et à la base de la barre conglomératique, au toit des couches argileuses, apparaissent de très nombreuses sources dont le débit est assez constant et dont les eaux sont toujours pures. Ces qualités prouvent la lenteur de l'écoulement et l'abondance des réserves dans ces terrains à forte perméabilité. L'alimentation est assurée depuis la surface des plateaux, l'eau percolant à travers les "Glaises à galets" et la couche d'argiles rouges à leur base qui n'est d'ailleurs par forcément continue à l'échelle du Plateau (irrégularités de ravinement).

- Les sables molassiques

L'eau s'y infiltre jusqu'à ce qu'elle rencontre une surface argileuse ou marneuse ou un niveau grésifié d'extension suffisante, au-dessus duquel elle se concentre et forme une nappe locale et temporaire. Dans ces sables fins, l'écoulement est encore très lent.

c) Agressivité des eaux

Plusieurs auteurs (DERVIEUX, 1950 ; PROIX-NOE, 1946) ont remarqué l'action défloculante exercée par une eau riche en calcium sur les argiles contenant des ions alcalins. Cette peptisation semble liée à des échanges d'ions, l'argile libérant K^+ ou Na^+ et adsorbant Ca^{++} . Cette substitution entraîne dans le matériau un affaiblissement des liaisons interparticulaires, une diminution de la limite de liquidité et de la capacité d'hydratation des minéraux argileux.

L'existence d'un tel phénomène, au niveau des marnes et argiles de Dionay, si elle reste difficile à prouver, n'est néanmoins pas exclue. A ce sujet, il est intéressant de comparer les résultats de trois analyses chimiques (Fig. 44) effectuées sur des échantillons d'eau prélevés :

- Aux sources captées du Mouchet, à la base de la Formation de Chambaran ;
- Aux sources captées de la Queue de Furand, à la base de la barre conglomératique ;
- Dans un puits creusé pour un essai de pompage à Saint-Antoine, à la base des sables marins (à la cote 295).

Les eaux qui imprègnent les sédiments miocènes sont hypercarbonatées, dures et très calciques. Il est probable d'autre part que les ions alcalins sont assez abondants dans les couches à illite, montmorillonite M_{12} et/ou kaolinite. Ces observations nous permettent seulement d'indiquer que les conditions d'une éventuelle action défloculante sont réunies (surtout à la base de la barre conglomératique d'où sortent des eaux riches en Ca^{++} , au toit d'argiles rouges à illite et kaolinite).

Enfin, il faut souligner également l'acidité relative (pH 6,5) et la pauvreté en calcium des eaux issues des cailloutis de Chambaran, les rendant capables de dissoudre assez rapidement la calcite présente dans les couches non altérées. Les conséquences de ce départ de la calcite (chute de ϕ' et disparition de liaisons solides) sont maintenant bien connues (voir p. 161).

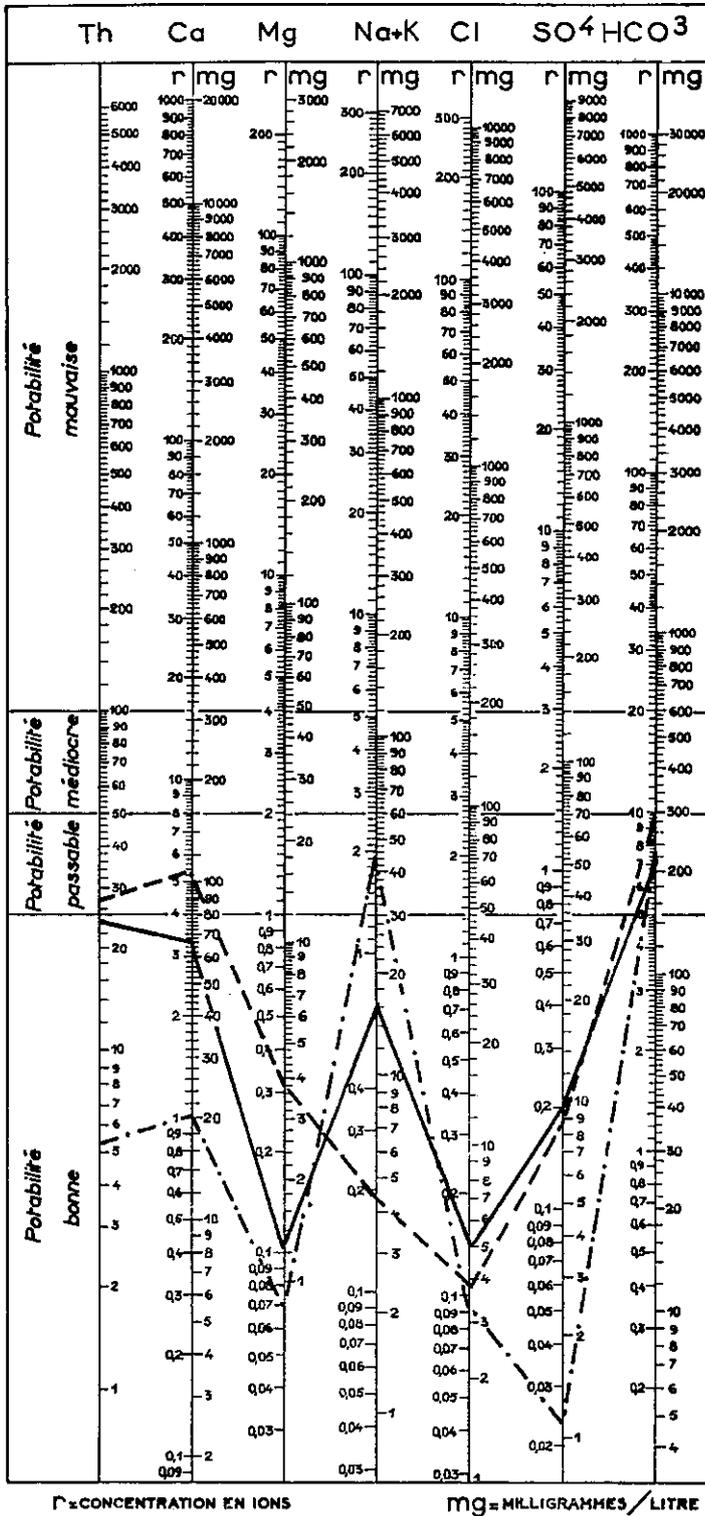
3 - FACTEURS CLIMATIQUES

L'influence des agents météoriques s'exerce essentiellement dans la tranche superficielle. A ce niveau, les propriétés physico-chimiques des sols peuvent être modifiées. Mais le climat détermine aussi en grande partie la nature de la végétation et le modelé des versants.

a) Les successions période sèche, période humide

L'effet principal de telles alternances est de faciliter l'infiltration des eaux par des modes d'action variés :

DIAGRAMME LOGARITHMIQUE



- Sources du MOUCHET (cote 500)
à la base de la Formation de Chambaran
- Sources du FURAND (cote 540)
à la base de la barre conglomératique
- Forage du Pont du Bateau à SAINT-ANTOINE (cote 295)
dans la molasse marine

Figure 44 - Analyses chimiques des eaux issues de diverses formations

- par rétraction du tapis végétal ;

- par l'apparition de fentes de retrait dans les matériaux argileux lors des longues périodes de sécheresse. Lorsque les pluies surviennent, l'existence de ces discontinuités constitue un facteur d'instabilité important. En effet, le stockage de l'eau dans les fissures contribue à augmenter et prolonger l'imbibition des terrains. Ce phénomène est limité au sein de l'argile, car les fentes qui y apparaissent se rebouchent assez rapidement par gonflement ou écoulement plastique du matériau.

La dilatation des éléments du sol peut constituer un facteur intervenant dans les phénomènes de reptation à la surface des conglomérats.

Enfin, et c'est là un processus bien connu des potiers, l'alternance d'humidifications répétées et de séchages modérés augmente l'indice de plasticité des argiles.

b) Les successions gel-dégel

Les variations de volume provoquées par les cycles gel-dégel dans la tranche superficielle des terrains, contribuent à la dégradation des propriétés mécaniques, à l'augmentation de la plasticité et de la perméabilité du matériau, à la rupture des liaisons intergranulaires.

L'eau stockée lors du gel augmente brutalement l'imbibition des terrains au dégel.

Enfin, dans les zones à climat tempéré, les pédologues ont constaté une concentration plus grande des ions à la base de la tranche de terrain intéressée par le gel (J.M. AVENARD, 1962)..Au niveau des replats de la commune, cette accumulation d'électrolytes peut se produire assez près de la limite supérieure des couches d'argile. D'éventuels échanges ioniques peuvent ainsi se trouver facilités qui entretiendraient la solifluxion.

A Dionay, le gel affecte durant quatre-vingts à cent jours par an des terrains molassiques gélifs (voir p. 118). C'est donc un facteur à prendre en compte pour expliquer les instabilités superficielles.

c) Pluies violentes et crues

Pour tous les terrains de la commune, le ruissellement est un facteur déterminant d'érosion. C'est aussi sans aucun doute un élément qui est à l'origine de plusieurs coulées boueuses déclenchées à la surface de la Formation de Chambaran.

Lors de pluies orageuses exceptionnellement violentes, l'eau qui tombe en masse à la surface du plateau ne peut s'infiltrer suffisamment rapidement à l'intérieur des "Glaises à galets". La couche superficielle se sature très vite et se trouve entraînée par la puissance des eaux qui se concentrent dans toutes les dépressions naturelles, formant de véritables vagues boueuses. Arrivées au rebord du plateau, ces eaux dévalent la barre congломératique, occasionnant des dégâts importants aux habitations et cultures implantées sur les replats inférieurs et provoquant des crues très brutales.

Ce type de catastrophe se produit assez souvent au niveau des plateaux à couverture "relativement" imperméable (dans le VERCORS, en Juillet 1971, par exemple : P. ANTOINE et J.P. MOUGIN, 1974). Pour se convaincre de la réalité de ces phénomènes en ce qui concerne le plateau de Chambaran, il suffit de lire le compte rendu des dégâts provoqués, le 9 août 1917 par cinq heures de pluie violente (voir au paragraphe "Historique") ou d'écouter la description imagée d'un vieil agriculteur de Dionay au sujet de désordres plus récents de même origine : "Le terrain nous venait d'en haut sur la figure".

L'action érosive latérale des cours d'eau, lente et continue, ou rapide lors des crues, constitue également un facteur d'instabilité en augmentant la pente et la hauteur des talus. D'ailleurs, les mouvements actifs bordant les entailles de ruisseaux sont généralement localisés à la convexité des méandres ou aux abords des ruisselets affluents.

Quant à l'érosion régressive, son intensité dépend de la cohésion des argiles, de la perméabilité des sables et, surtout, de la pente des cours d'eau, encore éloignée du profil d'équilibre idéal. Elle contribue de façon importante au raidissement des pentes aux alentours des sources et explique la localisation de nombreux mouvements au niveau des têtes de talwegs.

4 - FACTEURS ANTHROPIQUES

La part de l'intervention humaine parmi les causes de plusieurs mouvements constatés est indéniable. Ces manifestations plus ou moins localisées d'instabilité sont dues à des infiltrations d'eau provoquées, à des travaux de terrassement ou à d'autres pratiques.

a) Fuites de canalisations et bassins

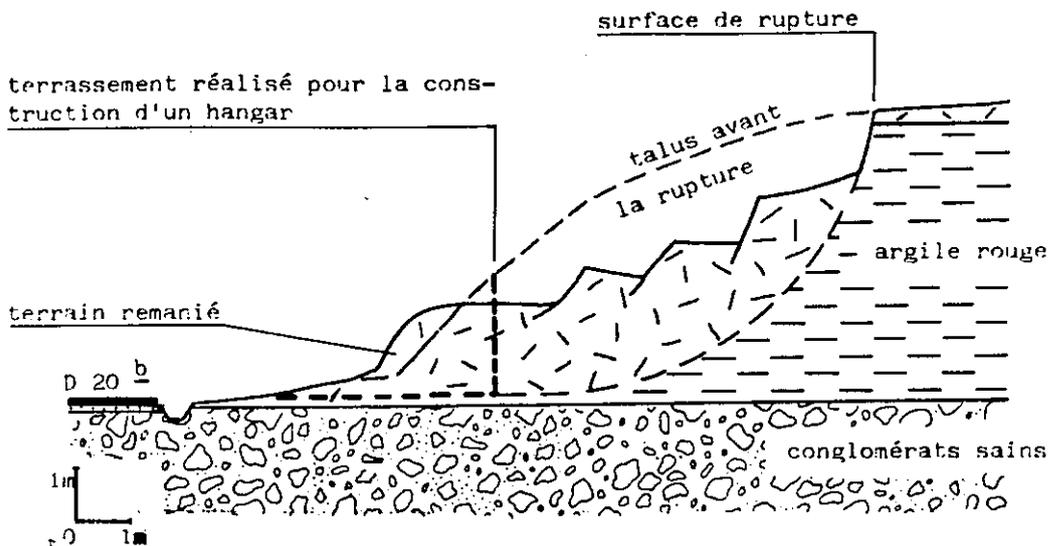
En l'absence d'un réseau d'adduction d'eau communal, l'alimentation en eau potable a de tout temps été assurée par captage de sources situées généralement au pied de la barre conglomératique ou de la Formation de Chambaran. Même si cela reste difficile à mettre en évidence, il est probable que les anciennes canalisations rigides en métal traversant des zones instables n'ont pu résister convenablement aux efforts exercés par les terrains en mouvement et qu'elles présentent localement des fissures par où l'eau s'échappe et va alimenter les glissements.

En outre, il est indéniable que certains mouvements, allant de la loupe de solifluxion au glissement actif, situés en contrebas de bassins en ciment ou de baignoires servant d'abreuvoirs, reçoivent un apport en eau continu du fait d'une mauvaise conception du système d'évacuation du trop-plein de ces installations (tuyaux non étanches ou drains superficiels colmatés).

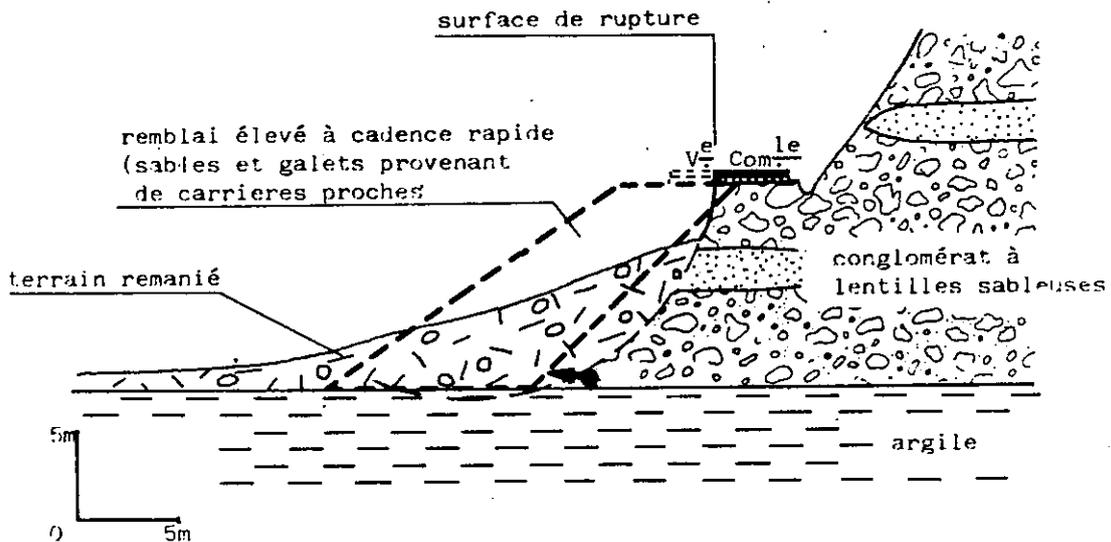
Enfin, la pratique la plus néfaste est celle qui consiste à réaliser des "serves" pour le stockage de l'eau. Il s'agit de vastes bassins non revêtus, creusés dans l'argile. On augmente ainsi de façon importante et permanente la teneur en eau des terrains situés à l'aval. La solifluxion est activée et il apparaît des glissements qui régressent vers la "serve". Dans la commune, ces réservoirs sont très souvent alimentés par une source apparaissant à proximité immédiate ou même au fond du bassin.

b) Rejets

Là encore, en l'absence d'un réseau d'assainissement communal, une bonne partie des effluents liquides (eaux ménagères, eau-vannes traitées) est injectée dans le sol à l'aval des constructions, au niveau de champs d'épandage ou de pierrées. Heureusement, du fait de la dispersion des habitations, l'accroissement de la teneur en eau qui en résulte est souvent peu important.



-a- glissement d'un talus d'argiles saturées provoqué par un terrassement.



-b- rupture d'un remblai posé sur l'argile au niveau d'une source

Figure 45 - Glissements provoqués par un terrassement ou un remblai

c) Terrassements et remblais

Toute ablation de matériau qui tend à raidir un talus ou à augmenter sa hauteur entraîne une augmentation des contraintes de cisaillement dans le sol.

La figure 45.a présente le cas (réel) où le glissement est provoqué par la suppression lors d'un terrassement, du sol formant butée au pied d'un talus argileux.

A Dionay, de nombreux déblais ont été réalisés pour l'implantation de routes, de la voie ferrée Saint-Marcellin-Lyon, ou tout simplement pour l'installation des habitations au pied des talus. D'autres ont été créés par l'exploitation de carrières dans les conglomérats non altérés.

Les seuls déblais montrant des dérangements manifestement liés au travail de terrassement sont ceux qui sont entaillés dans les couches argilo-marneuses. De tels mouvements s'observent le long de la D 27^a en amont de Dionay et aux abords de la D 20^b, dans le secteur des Bâties. Le glissement situé juste derrière la ferme des Bâties, affectant une couche d'argiles rouges, s'est d'ailleurs déclenché à la suite d'un terrassement effectué pour la construction d'un préau.

De même, toute accumulation de matériau ajoutée au-dessus d'une surface de rupture exprimée ou potentielle augmente la contrainte de cisaillement en profondeur.

Quelques remblais importants ont été édifiés, pour supporter des routes ou bien aux endroits où l'ancienne voie ferrée traversait des talwegs. Heureusement, la plupart du temps, les matériaux constituant ces remblais ont été empruntés aux conglomérats fluviatiles. Il s'agit donc de remblais perméables, n'ajoutant pas à l'effet de surcharge un effet de barrage vis-à-vis des ruissellements naturels.

D'autre part, les moyens mécaniques actuels n'existant pas à l'époque où ces remblais ont été réalisés, ils ont été édifiés à un rythme relativement lent, ce qui a permis au matériau sous-jacent de se compacter sans rupture.

Néanmoins, quelques écroulements de remblais nous ont été signalés. Ils se sont produits essentiellement au moment de l'édification :

- Glissement du remblai supportant la route de St Appolinard, au lieudit le "Cul de Perette". Il avait été implanté au-dessus d'une couche d'argile située au pied de terrains conglomératiques, sans doute à proximité de sorties d'eau (Fig. 45.b).

- Glissement de deux remblais dans le secteur de La Ville d'Or durant l'automne 1906 (voir "Historique"). Ils avaient eux aussi été "posés" sur une couche d'argile, non loin du bas de la barre conglomératique où apparaissent plusieurs sources.

d) Déboisement

Nous n'avons remarqué aucun indice de mouvement récent dans les zones où les taillis ont été préservés. La végétation arborescente semble donc capable d'entraver les mouvements superficiels de la commune.

La forêt favorise l'infiltration aux dépens du ruissellement, mais elle élimine aussi une forte partie des eaux de la tranche superficielle du sol par évapotranspiration.

Les arbres bas, à racines fasciculées, qui "arment" le sol dans le surcharger semblent mieux entretenir la stabilité des pentes que les arbres élevés et pesants, qui fréquemment se couchent, libérant des dépressions où l'eau s'accumule (J.P. BOMBARD, 1968).

e) Labour

Développé à la surface des couches à faible pente, il favorise l'infiltration de l'eau et l'imprégnation de la couche superficielle de sol remanié, avec pour conséquences une augmentation de la plasticité du matériau et une diminution de ses caractéristiques mécaniques.

Il interrompt l'action bénéfique exercée par la végétation herbacée vis-à-vis du ruissellement et de l'infiltration (évapotranspiration).

Lors des pluies, le terrain labouré subit un lessivage intense et les particules fines, ainsi que certains éléments chimiques naturels, migrent vers l'aval du champ et vers la base de la couche arable et s'y accumulent (AVENARD, 1962). D'où un accroissement de la perméabilité du sol en surface et à l'amont des champs, et un colmatage argileux des terrains en profondeur et vers l'aval.

C H A P I T R E I I I

R I S Q U E S E T M O Y E N S D E L U T T EA - C A R T E D E S R I S Q U E S G E O L O G I Q U E S

Afin de compléter notre travail, nous avons voulu réaliser un document désignant les zones instables et attirant l'attention sur l'intensité des risques associés aux divers types d'instabilité. Dans le domaine de la géologie appliquée, les cartes de ce type ne constituent plus une nouveauté et l'on s'aperçoit, en consultant les documents existants que, selon les auteurs, la gradation du risque géologique n'est pas toujours basée sur les mêmes critères. Nous avons choisi pour définir l'importance du risque de prendre en compte deux composantes variables :

- D'une part, la plus ou moins grande probabilité d'apparition d'un type d'instabilité donné. Les variations des facteurs susceptibles de déclencher un mouvement étant imprévisibles, cette probabilité échappe à toute évaluation chiffrée et ne peut être qu'estimée.

- D'autre part, la gravité des conséquences d'un type d'instabilité donné pour les personnes et les biens matériels.

Destinée à des utilisateurs qui n'ont pas obligatoirement une formation de géologue ou de géotechnicien, cette carte se devait d'être synthétique, avec un mode de représentation compréhensible par tous.

1 - REALISATION DU DOCUMENT

C'est l'analyse des mouvements déclarés et l'identification des facteurs d'instabilité existant à un instant donné qui nous a permis de définir :

- Les facteurs d'instabilité déterminants, c'est-à-dire ceux dont l'évolution peut remettre en cause de façon certaine l'équilibre existant. Ce sont :

- . la pente ;
- . la lithologie, en tenant compte du degré d'altération et de remaniement du matériau qui déterminent la résistance au cisaillement en tout point ;
- . les conditions hydrauliques naturelles ;
- . certains facteurs anthropiques dont l'influence est constante dans l'état actuel des choses : le déboisement et les infiltrations d'eau provoquées, les déblais et remblais existants.

- Le type et l'état (déclaré ou potentiel) du processus géodynamique induisant le risque.

La prise en compte globale de tous les facteurs cités ci-dessus a servi à définir les limites possibles d'extension de chaque forme de mouvement (solifluxion, glissement ou coulée).

- Enfin, le degré de risque est estimé, en ce qui concerne chaque variété de désordre, à la fois par la probabilité de son apparition et par la gravité des conséquences qu'il entraînerait vraisemblablement.

L'état des facteurs déterminants ayant été présenté, dans la mesure du possible, dans diverses cartes (cartes géotechnique, hydrogéologique, de végétation, des mouvements de terrain, des pentes), ce sont essentiellement les deux autres points qui seront figurés dans la carte des risques, avec un mode de représentation inspiré de la carte Z.E.R.M.O.S. (Zones Exposées aux Risques de Mouvement du Sol et du sous-sol) de Saint-Martin-de-Belleville.

- Selon que l'extension du risque est certaine ou imprécise, les limites sont en trait continu ou en tiretés.

- Des figurés précisent le type de mouvement possible (avec des superpositions des zones d'extension probables).

- Trois teintes différentes indiquent l'importance du risque (voir la légende de la carte).

2 - DEFINITION ET REPARTITION DES ZONES DE RISQUES

- Zones en gris foncé : Risque important

Mouvement à forte probabilité d'apparition et/ou à conséquences graves. Ce sont les zones situées sur le trajet de coulées boueuses déclarées ou potentielles, ou bien à l'emplacement de glissements superficiels à forte probabilité d'apparition (pente et/ou conditions hydrauliques très défavorables) et à conséquences graves (volume en mouvement assez important, zones de départ).

- Zones en gris clair : Risque existant

Mouvement dont la probabilité d'apparition est plus faible et/ou dont les conséquences sont moins graves : zones d'épandage des coulées boueuses déclarées ou potentielles et des glissements superficiels intéressant un faible volume de sol, zones de solifluxion.

- Zones en blanc : Risque actuellement très faible

Aucun indice de mouvement n'y a été décelé et l'analyse des facteurs déterminants d'instabilité (dans l'état actuel des lieux et des connaissances) conduit à une probabilité d'apparition très réduite.

De manière plus explicite et en considérant les facteurs naturels relativement constants dans le temps (lithologie, pente, répartition des nappes), on peut déclarer comme dangereuses (Fig. 46) :

- Les aires dont le sous-sol est constitué par les "Glaises à galets", les argiles situées à leur base ou les conglomérats à matrice rubéfiée, dont la pente est supérieure à 5° et en amont desquelles la Formation de Chambaran affleure ou presque sur une superficie de plusieurs hectares (existence possible de chenaux d'écoulements préférentiels et d'une nappe permanente).

- Les zones de la barre conglomératique placées en contrebas des aires précédentes (surtout les parties en dépression). Dans la même catégorie entrent les talwegs situés encore plus bas, susceptibles de canaliser les coulées sur une certaine distance.

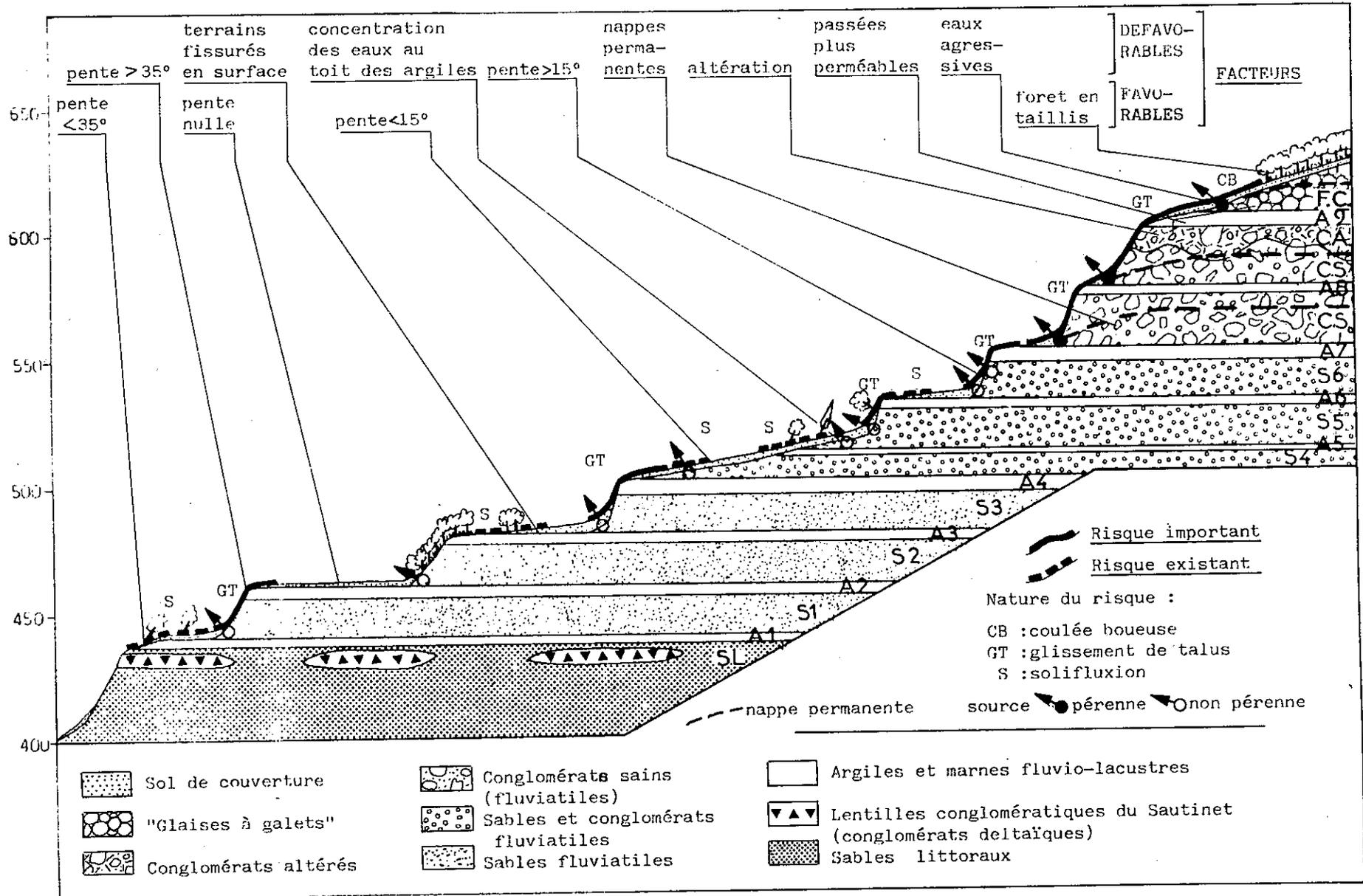


Figure 46 - Coupe schématique montrant la répartition des zones de risque

- Les talus dont la tête est constituée par une couche d'argile ou de marne entaillée à plus de 30°, ainsi que leur lisière supérieure sur une distance dépendant de la hauteur du talus et de l'épaisseur de la couche argilo-marneuse.

- Les talus sableux ou conglomératiques dont la pente dépasse 20° (particulièrement ceux qui sont situés en contrebas ou immédiatement au-dessus de sources) et leur lisière supérieure, sur une distance dépendant de la hauteur de sable ou de conglomérat recouvrant la couche argileuse ou marneuse (toujours présente dans la commune au-dessus de la cote 440).

Cette différenciation en zones ne s'applique pas aux secteurs largement boisés de la commune au niveau desquels, répétons-le, nous n'avons décelé aucun indice de mouvement déclaré (ni sur le terrain, ni d'après l'examen détaillé des photographies aériennes). Dans l'ignorance où nous nous trouvons de la nature et de l'extension des travaux susceptibles d'être entrepris dans ces bois et des modifications du milieu naturel qui en résulteraient, il nous est difficile, actuellement, d'y définir un degré de risque. Dans notre carte, nous leur avons réservé un figuré spécial, en indiquant que l'intensité du risque est inconnue a priori et que des études complémentaires seraient requises avant la réalisation de tout projet impliquant un déboisement pour des travaux de quelque importance.

3 - FIABILITE DU DOCUMENT

La raison d'être de notre carte des risques est de fournir des informations et orientations pour une meilleure utilisation du territoire communal. "L'aménagement implique un choix entre des sites différents pour un même usage, entre différentes vocations pour un même site. Dans ce domaine, tout mauvais choix entraîne des pénalités économiques pour la communauté" (D.A.F.U., 1971).

Notre document pourra être pris en compte à l'occasion d'un éventuel zonage (type P.O.S.) visant à définir les secteurs à conserver à l'état naturel, ceux réservés à l'agriculture et les zones non constructibles ou constructibles avec des précautions spéciales.

Tout utilisateur éventuel doit être averti des incertitudes qui en affectent la fiabilité :

- Pour chaque type d'instabilité, les facteurs déterminant l'existence, l'extension et l'importance du risque sont très divers.

- L'évaluation du poids de chaque facteur ne peut être effectuée qu'à partir de l'étude du milieu naturel, des caractères géologiques et géotechniques des formations. Même à l'échelle d'une commune, les données manquent dans certains secteurs. Celles qui existent sont susceptibles de varier et l'on est souvent obligé de faire des hypothèses simplificatrices, sans tenir compte des hétérogénéités naturelles de tous ordres.

- Il subsiste une sensible marge d'incertitude dans l'estimation de l'importance, de la localisation et de l'extension des futures manifestations dangereuses.

- Enfin, si d'éventuels travaux sont réalisés dans la commune, visant à réduire le risque d'instabilité ou au contraire l'augmentant, les limites établies à partir des conditions actuelles ne seront plus valables dans certaines zones.

Pour toutes ces raisons, les limites tracées ne doivent pas être considérées comme des barrières intangibles. Ceci dit, travaillant à grande échelle (1/10 000) sur un secteur de faible étendue, nous avons pu atteindre un assez fort degré de précision au niveau des cartes de facteurs et donc dessiner, avec un maximum de vraisemblance, l'aire d'extension des diverses formes d'instabilité.

B - MOYENS PREVENTIFS ET CURATIFS

Dès le début de ce paragraphe, une remarque doit être faite : malgré sa faible étendue, notre terrain d'étude présente une assez grande variété d'instabilités qui diffèrent par leur dynamique, leur extension, par le volume de matériau mis en cause et par l'importance du risque qu'elles induisent. En outre, la rupture de l'équilibre existant en un point peut survenir à la suite de l'évolution de l'un quelconque (ou de plusieurs) des facteurs d'instabilité.

Or, chacun doit garder présent à l'esprit que le choix du moyen confortatif le mieux adapté (c'est-à-dire le plus efficace, compte tenu des conditions naturelles) pour un secteur donné ne peut être effectué qu'à partir du moment où les facteurs responsables de l'instabilité dans cette zone sont complètement et parfaitement reconnus. Bien que les divers documents cartographiques établis fournissent des indications à ce sujet, il subsiste des lacunes, notamment en ce qui concerne les conditions hydrauliques et leurs variations en profondeur dans le sol.

Nous ne saurions donc trop recommander, avant la mise en oeuvre d'un traitement quelconque, la réalisation d'études complémentaires localisées visant à définir, dans le cas précis, le ou les facteurs sur lesquels il sera nécessaire d'agir pour obtenir une amélioration sensible de la situation.

1 - REMEDES CONTRE L'INSTABILITE DES VERSANTS

a) Prévision des mouvements

La question posée est double : où et quand les mouvements risquent-ils de se produire ?

La carte des risques fournit une réponse au sujet de la localisation possible des mouvements futurs.

La prévision de la période dangereuse est beaucoup plus délicate et nécessite la mise en oeuvre de moyens de surveillance dont le coût élevé limite la possibilité d'emploi à la protection d'ouvrages essentiels. D'après les renseignements obtenus quant aux mouvements passés, il semble qu'il faille redouter avant tout l'effet de pluies violentes et brèves, se produisant durant l'été ou l'hiver. Mais ces événements étant eux-mêmes imprévisibles, on ne peut qu'étudier les variations de la pression interstitielle au niveau des zones de rupture. Cette surveillance est réalisée au moyen d'un réseau de capteurs de pression implantés à différentes hauteurs dans les couches argileuses, complétés par des piézomètres dans les terrains plus grossiers sus-jacents (Fig. 47). Sous réserve que ces appareils soient conçus de manière à fournir une réponse rapide, il serait possible de déterminer un seuil au delà duquel toute augmentation de pression interstitielle serait dangereuse, compte tenu de la pente du versant, du volume de terrain susceptible de glisser et de la valeur des caractéristiques mécaniques au niveau de la surface de rupture.

En mesurant périodiquement dans les mêmes zones témoin, le déplacement d'objets repérés (piquets de clôture, arbustes, témoins de déplacement), on pourrait mettre en évidence les périodes durant lesquelles se produisent des accélérations des mouvements (Fig. 48).

Enfin, en comparant les évolutions concomitantes des précipitations, de la pression interstitielle et des déplacements, il est quelquefois possible de définir un

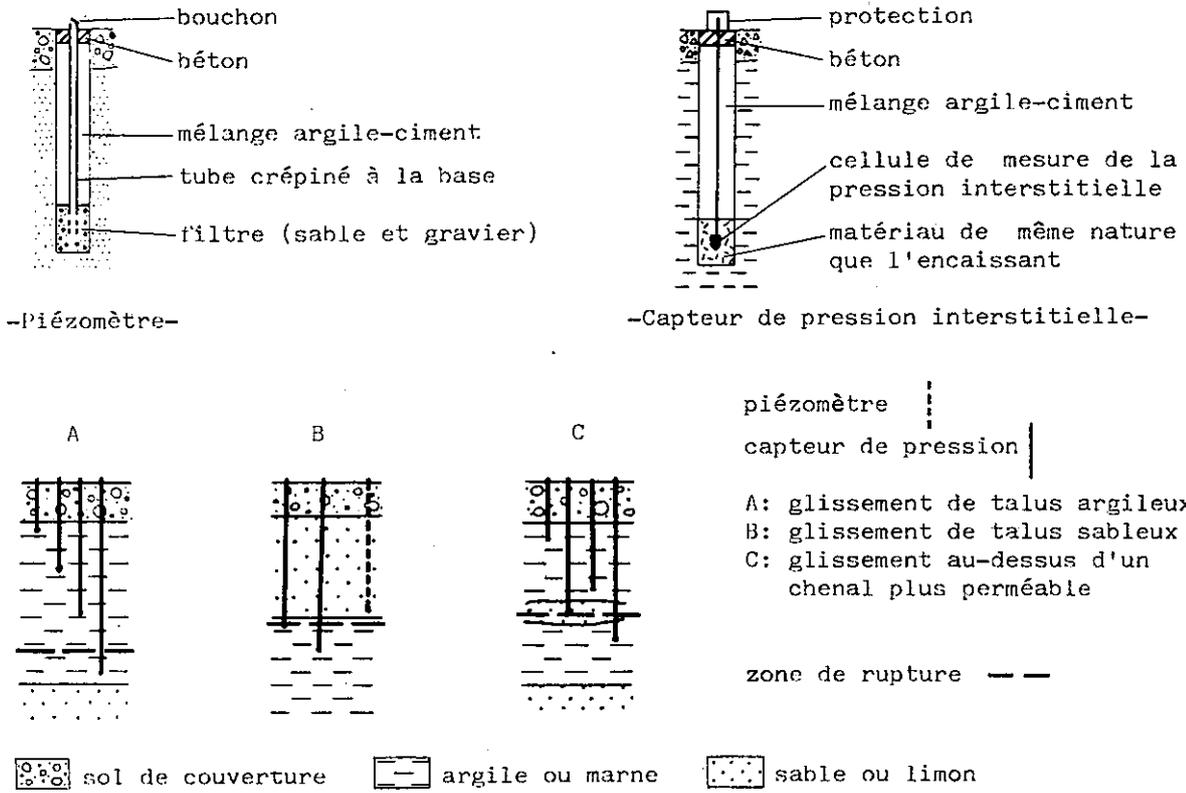


Figure 47 - Contrôle de la pression interstitielle au niveau d'une zone instable

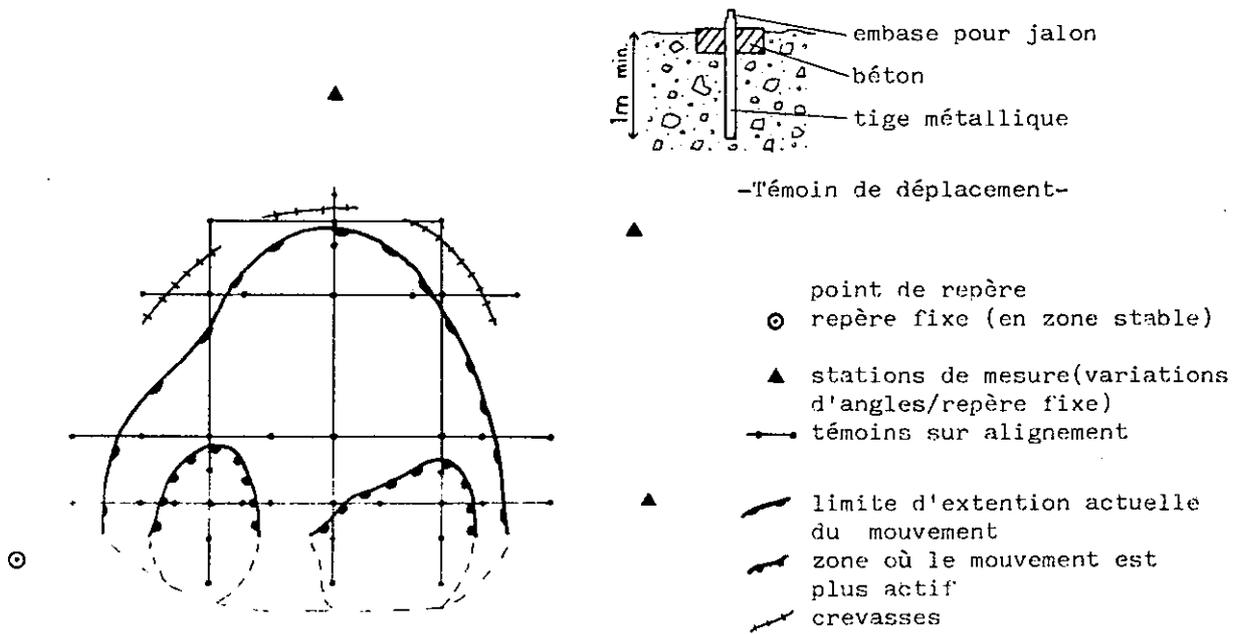


Figure 48 - Contrôle des déplacements au niveau d'une zone en mouvement

tel-00574890, version 1 - 9 Mar 2011

critère de danger. Il s'agit généralement d'une valeur critique de l'accélération des déplacements au-delà de laquelle il est nécessaire de prendre des mesures pour protéger les personnes et biens menacés autant que faire se peut. La fiabilité d'un tel critère augmente évidemment lorsque le nombre des mesures in-situ qui ont servi à le définir s'accroît.

Pour terminer, l'apparition de crevasses de tension en arc de cercle à la surface du sol, souvent en haut des talus, constitue un signe certain de démarrage d'un glissement. Il est toutefois impossible, avec ce seul indice, de prévoir la date à laquelle se produira le déplacement en masse.

b) Modification des conditions hydrauliques

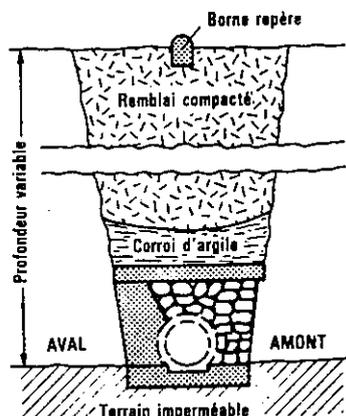
b.1. Par suppression des arrivées d'eau localisées

S'infiltrant à l'amont des zones à instabilité déclarée ou potentielle, ces eaux peuvent avoir des origines diverses :

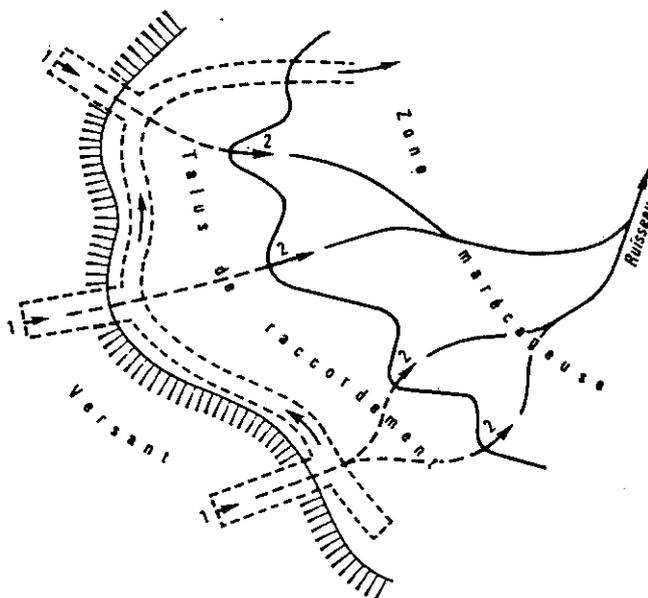
- Les eaux des sources non captées peuvent être rassemblées et évacuées avant qu'elles ne s'infiltrant. Dans la commune, les émergences sont localisées au toit des couches argilo-marneuses, généralement au pied des talus sablo-conglomératiques. Avant d'arriver à l'air libre, les eaux se dispersent dans la couverture colluviale et l'on n'observe pas en surface de venue d'eau localisée, mais seulement une zone marécageuse. Le captage sera donc réalisé au moyen de drains parallèles aux talus et creusés à leur pied. La tranchée devra atteindre la couche argileuse, être étanche à sa base et du côté aval, remplie de matériau filtrant (gravillons, éventuellement masque de géotextiles). Le drain lui-même est constitué par des buses non jointoyées (Fig. 49). Les eaux ainsi canalisées pourront être alors soit dirigées vers un talweg proche, soit utilisées pour l'alimentation en eau potable. Dans ce dernier cas, le fossé drainant devra être profond, implanté le plus près possible du pied du talus et recouvert d'un corroi d'argile pour éviter toute pénétration des eaux de ruissellement.

- Les bassins et abreuvoirs doivent absolument être étanches, la pratique qui consiste à stocker l'eau dans des "serves" non revêtues creusées à même l'argile, étant particulièrement préjudiciable pour la stabilité des terrains situés à l'aval.

- Les diverses canalisations véhiculant l'eau doivent être autant que possible réalisées avec des matériaux "souples" et implantées en dehors ou à la base des zones d'instabilité déclarées, particulièrement en ce qui concerne les tronçons parallèles aux courbes de niveau, dont la longueur sera limitée au maximum. Pour l'adduc-



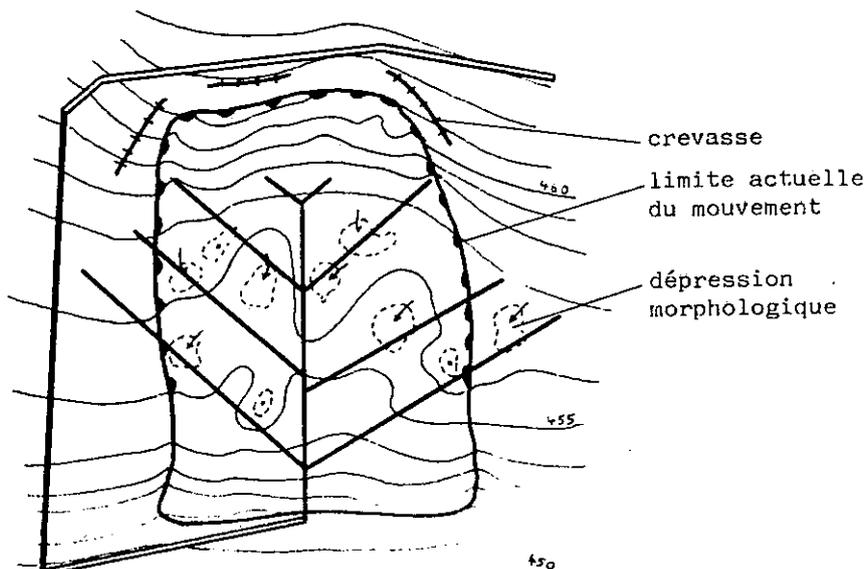
Drain de captage (pour l'alimentation en eau potable)



- 1: émergences vraies
- 2: émergences secondaires

Implantation du drain (avec antennes latérales pour le captage de venues d'eau diffuses)

Figure 49 - Captage de sources par drain parallèle au versant (J. LETOURNEUR et R. MICHEL, 1971)



évacuation des eaux vers un fossé où un talweg proche, dans un conduit souple et étanche

Figure 50 - Drainage des eaux de ruissellement

tion d'eau, il serait souhaitable d'utiliser des tubes en plastique en assez grandes longueurs, enterrés assez profondément (si possible sous les surfaces de rupture potentielle). Pour l'évacuation des eaux usées, du trop-plein des bassins et abreuvoirs, des eaux des sources captées, on pourrait se servir de tuyaux en caoutchouc ou plastique enterrés hors-gel ou au contraire isolés et courant à la surface du sol (d'éventuelles fuites seraient ainsi immédiatement localisables).

Enfin, on ne peut que recommander l'implantation de repères superficiels balisant le passage des conduites enterrées. Ceux-ci éviteront d'éventuelles dégradations lors de travaux ultérieurs et serviront de témoins de déplacement.

b.2. Par drainage des eaux de ruissellement

Comme semblent l'indiquer le caractère superficiel des mouvements et le fait qu'ils se produisent surtout à l'occasion de fortes pluies, l'action (néfaste) des eaux de ruissellement doit constituer un facteur majeur d'instabilité. Les eaux météoriques imprègnent et saturent rapidement les sols d'altération surmontant les couches argileuses imperméables et la tranche superficielle, plus altérée et souvent fissurée, des terrains formant les talus à forte pente. Dans les zones non cultivées à pente faible à moyenne, susceptibles de glisser ou de "solifluer", on peut collecter les eaux de ruissellement dans un réseau de caniveaux à ciel ouvert disposés en épis (Fig. 50). Ces rigoles devront atteindre les dépressions du terrain naturel dans lesquelles les eaux peuvent stagner. Les zones instables cultivées ou à forte pente, seront protégées du ruissellement par des tranchées drainantes superficielles implantées à l'amont des secteurs instables.

Les eaux de ruissellement devront être évacuées par des drains à ciel ouvert ou par des canalisations "souples" et étanches vers le talweg le plus proche ou vers un fossé bordant les routes et chemins communaux. Afin que l'eau ne stagne pas à l'amont des routes, il serait d'ailleurs souhaitable d'augmenter le nombre de ces fossés qui ne resteront efficaces que s'ils sont nettoyés périodiquement.

Dans tous les cas, si l'eau drainée doit traverser des aires en glissement actif où apparaissent des crevasses, il importe que ce soit à l'abri de tuyaux souples ou de buses en plastique.

b.3. Par rabattement des nappes souterraines

Une première méthode consiste à forer des drains subhorizontaux inclinés vers l'aval et pénétrant de quelques mètres à l'intérieur des terrains. Ils seraient implantés à la partie inférieure des talus à forte pente ou dans les zones où l'on suspecte la formation d'une accumulation d'eau pouvant donner naissance à une coulée (Fig. 51). Les différents drains constitués par du tube crépiné ne doivent pas être écartés de plus de trois à quatre mètres, du fait de la faible perméabilité des terrains (un entretien, voire une réfection périodique sont nécessaires).

Il s'agit là d'un mode de traitement relativement onéreux, mais qui peut donner de très bons résultats, surtout pour le traitement des glissements de talus argileux ou marneux.

Dans la commune, de nombreuses têtes de talwegs sont situées vers la base de la Formation de Chambaran, autour d'exutoires où débouchent des cheminements préférentiels. Ces sources provoquent une érosion régressive assez intense. Pour combattre l'effet du gradient d'écoulement, et par là-même limiter le phénomène d'ablation des particules fines du sol, il est possible de dégager ces sources par un léger terrassement et de disposer à la place du matériau enlevé un filtre inversé dont la masse cale le talus sans créer de surcharge excessive et dont la granulométrie soit telle que les éléments fins ne puissent le traverser (Fig. 52). Un rideau de géotextile peut d'ailleurs constituer un filtre anticontaminant.

Par le passé, on avait souvent recours, pour drainer l'eau en profondeur dans les zones de glissement actif à des saignées tracées selon la ligne de plus grande pente et comblées de pierres sèches. Ces tranchées ne peuvent être efficaces que si elles sont suffisamment rapprochées et surtout si elles atteignent effectivement la surface de rupture. De toute façon, des buses ou des cunettes doivent être installées au fond des tranchées pour amener l'eau à un collecteur principal installé au bas du glissement (Fig. 53).

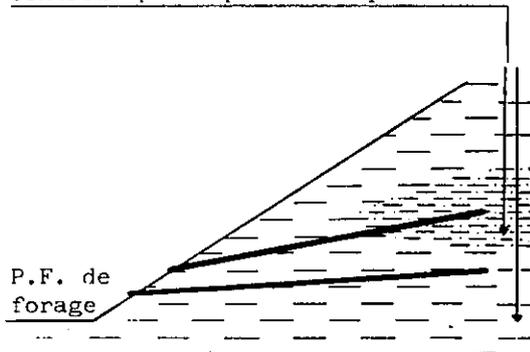
c) Consolidation des matériaux instables

c.1. Par traitement chimique

Obtenir une amélioration des propriétés mécaniques du matériau par injection de solutions chimiques dans le sol, tel est le principe de cette opération. Dans notre cas particulier, on recherchera une augmentation de la cohésion des argiles au niveau des zones de rupture. Trois modes opératoires peuvent être envisagés :

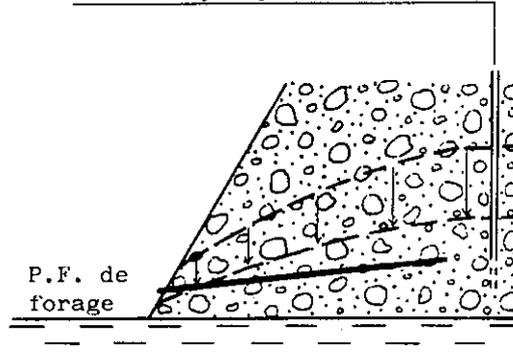
drains subhorizontaux : tube plastique perforé ($\varnothing \geq 50\text{mm}$) enfilé dans un tubage qui est ensuite retiré (espacement horizontal des drains de 3 à 8 mètres selon la perméabilité du terrain)

contrôle par capteurs de pression



-a- Drainage d'une zone sablo-limoneuse dans l'argile.

contrôle par piézomètres



-b- Rabattement de la nappe dans un talus sableux ou conglomératique

Figure 51 - Drainage en profondeur au moyen de drains subhorizontaux

Condition de filtre: $d_{15}(\text{filtre}) < 5d_{85}(\text{terrain})$

massif filtrant : la condition de filtre doit être respectée au contact terrain-filtre et entre les divers lits du filtre inversé

nappe de géotextile ancrée par le haut et recouverte d'une recharge perméable à blocs arrondis



Figure 52 - Implantation d'un massif filtrant au niveau d'une venue d'eau localisée (lutte contre l'érosion souterraine et désobstruction des écoulements naturels)

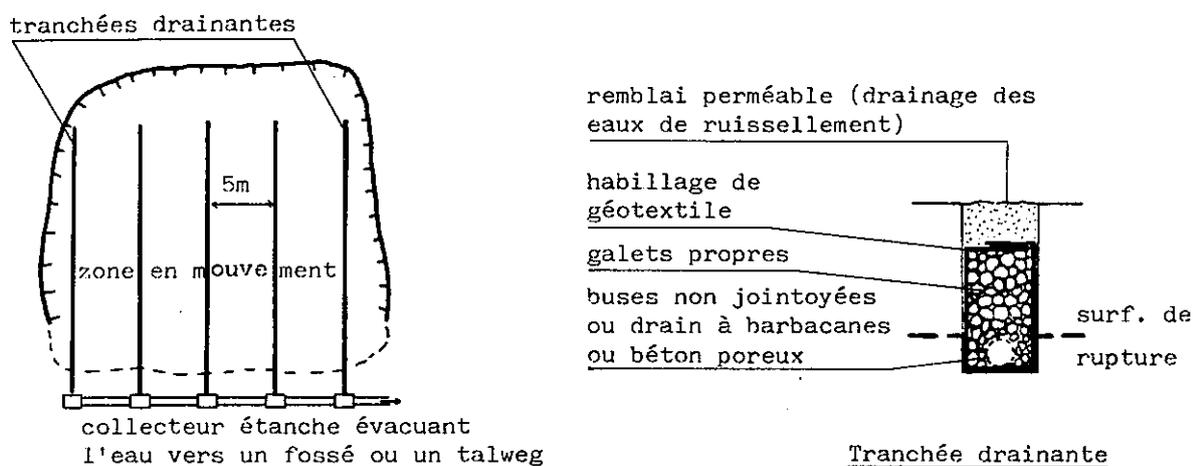


Figure 53 - Stabilisation d'un talus en mouvement au moyen de tranchées drainantes

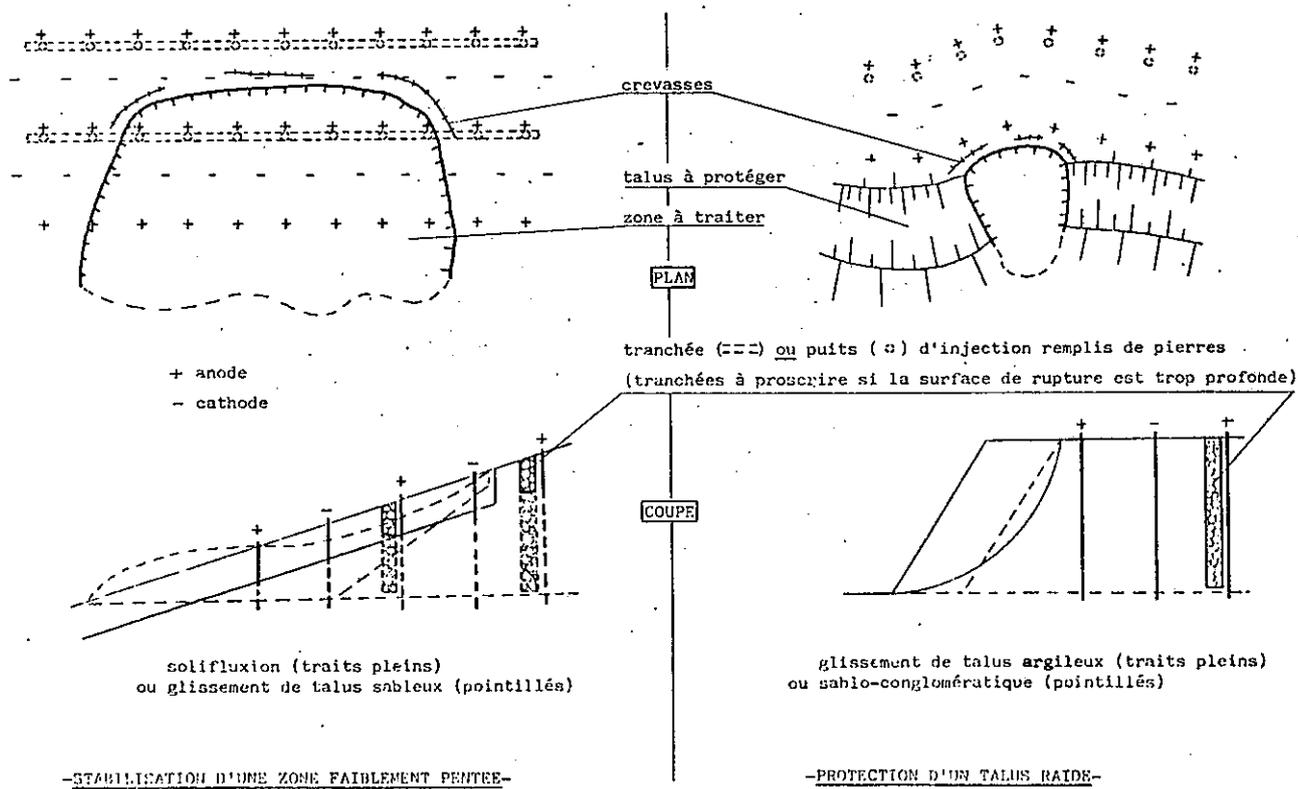


Figure 54 - Modes d'implantation possibles d'un dispositif d'électro-injection

tel-00574890, version 1 - 9 Mar 2011

- Soit on injecte une solution saline appropriée, éventuellement en plusieurs étapes, dans des forages alignés ou dans des tranchées recoupant à différents niveaux les zones en mouvement et la surface de rupture. La teneur en eau des matériaux instables ne devant pas être exagérément accrue, on a intérêt d'une part à réaliser l'injection durant une période où l'imprégnation des terrains est minimale (en été ou au début de l'automne), d'autre part, à choisir un sel diffusant rapidement et facilement au travers des matériaux argileux ;

- Soit on utilise le procédé d'électro-injection : lorsqu'une différence de potentiel est appliquée dans un milieu filtrant contenant de l'eau, cette dernière (avec les cations qu'elle contient) migre de l'anode vers la cathode, le débit déplacé étant proportionnel au voltage. On implante donc dans le sol des électrodes, en alternant les rangées d'anodes et de cathodes. Les anodes peuvent être solubles, l'électrolyte à injecter entrant dans leur composition. On évite ainsi d'avoir à introduire de l'eau dans le terrain, mais par contre, des inconvénients peuvent résulter de la corrosion des électrodes et du dépôt en excès de sels métalliques sur les conducteurs.

- La meilleure solution consiste sans doute en une combinaison des deux méthodes : des anodes métalliques non solubles seraient installées au niveau des points d'injection des solutions, les cathodes étant disposées entre ces points (Fig. 54). En appliquant, durant quelques semaines lors des périodes d'injection, un gradient électrique de quelques dizaines de volts par mètre sous une intensité d'environ trente ampères (G. PILOT, 1977), il est vraisemblable que des résultats satisfaisants seraient obtenus (au prix d'une certaine dépense en électricité).

Un dernier problème réside dans le choix de l'électrolyte. A ce sujet, il est apparu que des argiles de composition minéralogique variable réagissaient différemment à l'action d'une même substance et que seuls des essais sur échantillon puis en grandeur réelle permettaient de déterminer les produits les plus efficaces (CARON, 1971 ; BOTTERO, 1971 ; HASBANI, 1978). Fort heureusement, antérieurement à notre travail, des études ont été réalisées à l'I.R.I.G.M. pour comparer l'effet de trois sels courants et bon marché (la potasse KCl, le gypse $\text{Ca SO}_4 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$, et MgCl_2) sur une marne prélevée à Dionay (BERTHIER, 1978). Les conclusions en étaient les suivantes :

- les trois sels provoquent une augmentation de la cohésion du matériau, décroissante dans l'ordre KCl, $\text{CaSO}_4 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$ et MgCl_2 . La fragilité de la marne augmente en même temps que sa résistance au cisaillement ;

- les substances employées ne modifient pas les limites d'Atterberg mais diminuent le gonflement des minéraux argileux ;

- Après étuvage, on n'observe aucune fente de retrait dans l'échantillon traité par KCl, quelques fentes pour les échantillons traités par $MgCl_2$ ou le gypse à un pour cent, de nombreuses craquelures dans la marne traitée par le gypse à dix pour cent ;

- A court terme le mélange d'une solution à dix pour cent de gypse avec la marne provoque un abaissement temporaire de la cohésion, le sel trop concentré intervenant comme un limon ("effet de sable").

Il semble donc que KCl (potasse) et le gypse (en solution peu concentrée) provoquent l'amélioration la plus sensible des caractéristiques des argiles ou marnes à illite, chlorite et montmorillonites de Dionay. Il n'est pas sûr que des résultats analogues seraient obtenus en traitant avec les mêmes produits les argiles rouges à illite, kaolinite du haut de la commune. Toutefois, chaque fois que des sels de potassium ont été employés, ils se sont révélés efficaces (HASBANI, 1978). Cela tient au faible diamètre de l'ion potassium en solution et à sa grande stabilité une fois qu'il est fixé dans le réseau des argiles.

En souhaitant que d'autres substances puissent être essayées nous indiquons (Tableau XIV) le diamètre de différents éléments chimiques purs en cristaux et en solution, ainsi que les réactions de certains de ces ions lorsqu'ils sont introduits dans l'argile.

En conclusion nous voulons souligner le fait suivant : les mouvements de terrain de Dionay, de par leur caractère superficiel et par la nature des matériaux en cause, se prêtent particulièrement à la mise en oeuvre de ce type de traitement. Les résultats des études sont prometteurs, la réalisation ne nécessite pas forcément le recours à des moyens très coûteux, il reste donc à éprouver la validité de la méthode à l'occasion d'essais en vraie grandeur.

c.2. Par l'effet du boisement

L'absence de mouvements actifs au niveau des zones boisées de la commune a déjà été évoquée (voir deuxième partie, chapitre II, B). La végétation jugule l'action du ruissellement, permet l'évapotranspiration, tandis que les racines "arment" la tranche superficielle du sol. Il serait bon de laisser se développer ou même d'implanter à la surface des talus à forte pente non cultivés, une végétation arbustive à base d'essences hydrophiles donnant des arbres bas, légers, à feuillage couvrant et à racines traçantes.

D'autre part, nous n'avons pas observé de coulée boueuse dont la zone de départ soit située dans la forêt. Il paraît donc essentiel de veiller à ce que soit

Tableau XIV - Diamètre en cristaux et en solution de différents éléments chimiques purs; effets de certains de ces ions dans l'argile

CATIONS	RAYON (Å)		EFFET DES CATIONS LES PLUS COURANTS SUR LES ARGILES
	Dans les cristaux	En solution	
Al	0,51	4,57	Na : - Effet dispersant - Réduit la perméabilité - Faible capacité de substitution
Cr	0,63	4,09	
Fe	0,64	4,02	
Mg	0,66	3,45	K : - Difficile à remplacer - Réduit l'adsorption d'eau - Améliore bien la résistance de l'illite
Fe	0,74	3,42	
Co	0,72	3,42	
Ni	0,69	3,42	Ca : - Effet flocculant - Effet cimentant par formation de silicates et aluminates de calcium hydratés - Effet défavorable à forte concentration
Mn	0,8	3,42	
Ca	0,99	3,07	
Sr	1,22	3,07	Mg : - Améliore la résistance à faible concentration
Ba	1,34	2,87	
Li	0,68	2,36	Fe : - Diminution de l'épaisseur de la double couche - Effet cimentant par formation, à faible pH, d'hydrates de fer
Na	0,97	1,83	
K	1,33	1,24	Al : - Effet cimentant par formation d'aluminates avec le calcium - Très forte capacité de substitution.
Rb	1,47	1,20	
Cs	1,67	1,20	

(d'après A. BOTTERO, 1971 ; N. HASBANI, 1978 ; J.-P. BERTHIER, 1978)

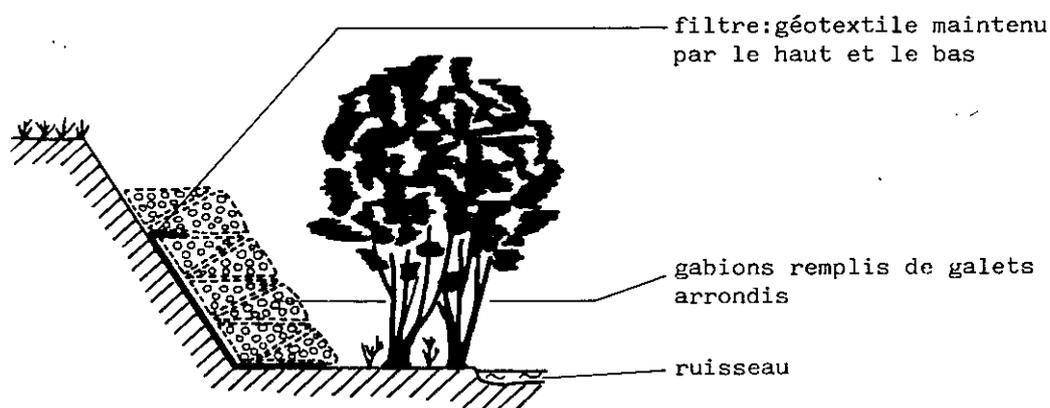


Figure 55 - Protection des berges par un massif en enrochements

maintenue dans son état d'extension actuelle la forêt domaniale du plateau de Chambaran qui constitue une protection efficace vis-à-vis des coulées boueuses et des flots de ruissellement provoqués par les fortes pluies. A Dionay, cette forêt recouvre d'ailleurs presque exclusivement les glaises rouges à galets, sans grand intérêt pour l'agriculture.

d) Lutte contre la force érosive des cours d'eau

Les risques de divagations ou d'inondations sont faibles, le problème majeur étant celui de la protection des berges contre l'érosion latérale, intense lors des crues. Cette protection peut être assurée au moyen d'un manteau d'enrochements, reposant sur la berge (mise à nu) par l'intermédiaire d'un tapis filtrant (géotextile ancré : voir fig. 55). Pour éviter d'éventuels désordres dans les enrochements lors des crues, il serait bon de les mettre en place à l'intérieur d'un grillage métallique (cf. gabions). Il importe d'autre part de préserver la végétation du fond des ravins : lors des crues, elle permet un dépôt rapide et progressif de la charge solide du cours d'eau et d'éventuels arbres arrachés sont rapidement immobilisés, n'allant pas constituer des barrages à l'écoulement au niveau des buses ou des piles de pont situées plus à l'aval.

2 - PROTECTION DES ROUTES

En plusieurs points, les routes existantes traversent ou longent par l'amont des zones en mouvement actif et montrent les traces d'affaissements répétés ou de déplacements d'ensemble.

Nous avons indiqué (Fig. 56.a, b, c) les traitements possibles pour trois cas d'implantation des chaussées en zone instable, rencontrés réellement dans la commune :

- Route traversant une zone de solifluxion

Un fossé drainant amont, revêtu d'un tapis de géotextile et rempli de galets arrondis, creusé jusque dans l'argile raide, devrait suffire à enrayer le déplacement de la route.

- Route entaillée dans une formation sableuse ou conglomératique surmontant une couche argileuse ou marneuse

. Le glissement de talus pourrait être enrayé soit en implantant des drains subhorizontaux, soit en réalisant des tranchées drainantes perpendiculaires à la route, descendant jusqu'à l'argile. Dans les deux cas, l'eau sortant des drains et tranchées sera collectée et évacuée vers le ravin le plus proche dans des rigoles à ciel ouvert ou dans des canalisations "souples" et étanches.

. Un caniveau étanche drainerait les eaux de ruissellement en provenance du talus amont, et éviterait leur réinfiltration au-dessus de la route. Il devrait être curé fréquemment.

. Afin d'éviter que les eaux ruisselant sur la route ne s'écoulent sur le talus aval, il serait souhaitable de donner à la chaussée une légère inclinaison vers l'amont.

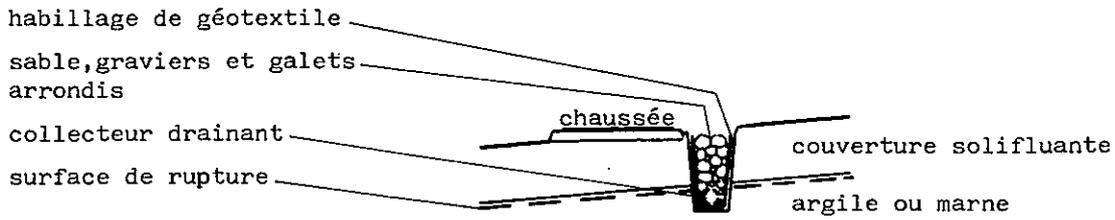
. Il faudrait enfin engazonner le talus amont, afin de ralentir au maximum l'érosion superficielle, très intense lorsque les sables et conglomérats sont à nu.

- Route passant au pied d'un talus argileux

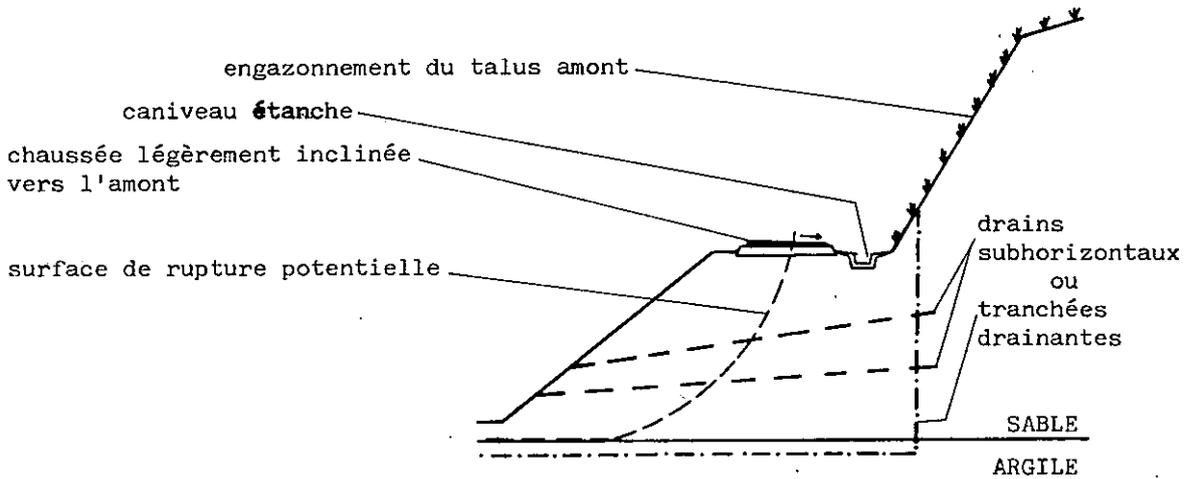
D'aucuns pourraient penser qu'il est inutile d'intervenir au niveau de glissements superficiels, affectant très localement des talus argileux peu élevés et qui, en outre, ne remettent pas en cause la stabilité de la route. En fait, le risque principal réside dans une possible extension de tels mouvements à des volumes de sol beaucoup plus considérables. Il conviendra donc de traiter le talus argileux sur une longueur assez grande de part et d'autre des glissements déclarés. Différentes techniques peuvent être appliquées :

- . drainage par drains subhorizontaux,
- . stabilisation par électro-injection,
- . une solution peut-être plus économique serait d'éliminer les terrains instables sur un ou deux mètres de large. Ensuite, soit on taille le talus à la verticale en le calant avec des gabions, soit on retalute avec une pente faible (inf. à 30°) et l'on pousse au buteur des enrochements sur le talus ainsi créé sans trop le surcharger. Dans les deux cas, pour éviter l'apparition de phénomènes d'érosion souterraine dans l'argile, il faut interposer entre celle-ci et les blocs un tapis en sable filtrant ou en géotextile suffisamment épais pour résister au poinçonnement,

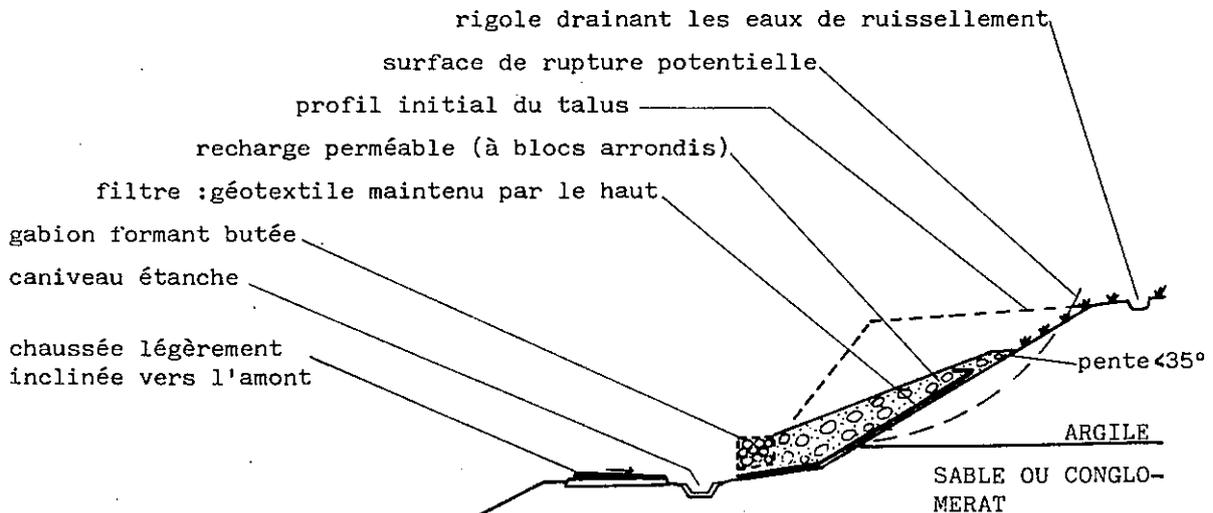
. un caniveau étanche recueillant les eaux en provenance du talus amont et de la chaussée est encore nécessaire, ainsi qu'une rigole drainant le ruissellement au sommet du talus.



-a- Route traversant une zone de solifluxion



-b- Route entaillée dans une formation sableuse (ou conglomératique) au dessus d'une couche argileuse



-c- Route passant au pied d'un talus argileux

Figure 56 - Protection des routes implantées en zone potentiellement instable

Les passages en remblais seront réservés au franchissement des talwegs. Ces remblais devront être aussi réduits que possible et l'eau ne doit en aucun cas s'accumuler à l'amont (utiliser des buses et des matériaux perméables). Les remblais volumineux doivent être exclus.

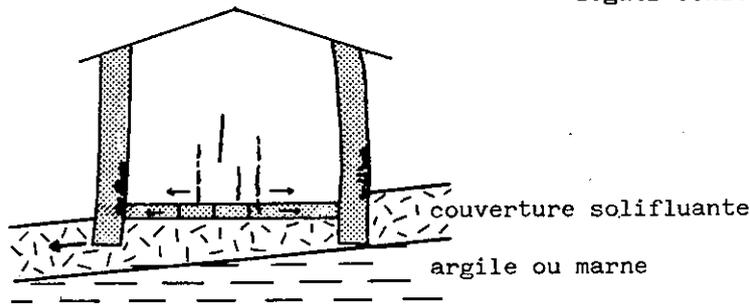
De même, il faut éviter de réaliser des murs de soutènement sous-dimensionnés par rapport aux risques habituels. Il est souvent difficile, pour ce genre d'ouvrage, d'évaluer la poussée qu'ils auront à subir et la profondeur d'encastrement nécessaire. Ils doivent être, dans tous les cas, parfaitement réalisés et drainés.

3 - PROTECTION DES CONSTRUCTIONS

a) Remarques concernant les bâtiments existants

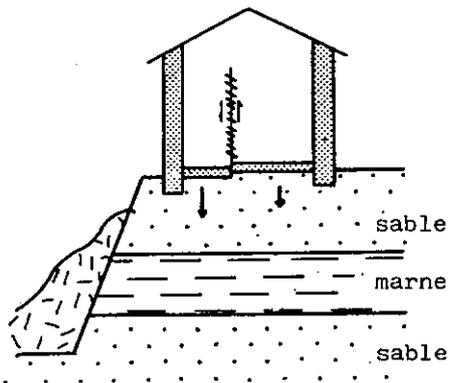
Quelques habitations sont situées à l'emplacement de glissements anciens ou à l'intérieur de l'aire d'extension d'anciennes coulées. D'autres sont menacées par des coulées ou des glissements potentiels, ces bâtisses étant généralement placées à proximité du sommet ou du pied d'un talus à forte pente. Certaines ont même subi le contre-coup de glissements récents et encore actifs (Fig. 57) : pilier de préau déplacé à sa base par une langue de glissement, mur de hangar (en moellons) appuyé contre un talus qui le pousse ; maison au bord d'une entaille de torrent montrant des fissures parallèles au ravin avec des décalages verticaux indiquant un affaissement. Divers moyens de protection et/ou de traitement du sol peuvent être envisagés pour remédier à cette situation préoccupante, mais chaque cas relève d'une étude particulière.

D'autres habitations sont implantées dans des zones affectées par la solifluxion. Leurs murs sont quelquefois fendus, bombés ou inclinés, ces déformations indiquant toujours un déplacement horizontal des fondations qui sont généralement, rappelons-le, peu profondes. Il faut, dans ce cas, envisager un traitement d'ensemble de la zone de solifluxion à l'amont et à l'aval de la maison, soit par électro-injection, soit en implantant à l'amont de la zone qui "soliflue" un fossé drainant atteignant l'argile cohérente. Dans tous les cas, les eaux de ruissellement ainsi que les arrivées d'eau d'origine naturelle ou anthropique doivent être drainées et évacuées vers un talweg proche.



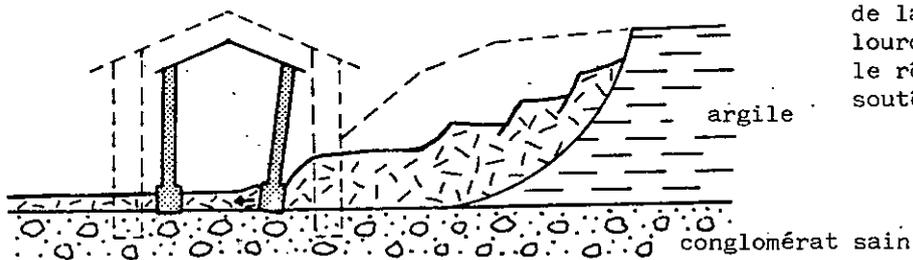
dégats constatés : murs inclinés ou bombés, fentes de traction dans les murs et planchers.

-a- Habitation implantée dans une zone de solifluxion



dégats constatés : décrochement du plancher parallèle au ravin, fentes de traction dans certains murs

-b- Construction en bordure d'un ravin, au dessus d'une couche de marnes



dégats constatés : pilier de préau (ou mur en moellons) incliné; le mur arrière de la construction lourde attenante joue le rôle d'un mur de soutènement.

-c- Construction légère, au pied d'un talus argileux à forte pente

Figure 57 - Désordres aux constructions dus à des mouvements divers

b) Conseils à la construction

Bien que la construction proprement dite ne constitue pas notre domaine de compétence, nous nous permettrons quelques suggestions concernant le choix du site des constructions futures et certaines règles devant être appliquées si l'on désire se mettre à l'abri de désagréments ultérieurs (compte tenu des conditions géologiques locales).

b.1. Zones où tout projet de construction est déconseillé

Il s'agit évidemment des zones les plus foncées de notre carte des risques (définies p 182). Si l'occupation de l'un de ces sites constitue une nécessité, une étude géologique et géotechnique complémentaire est indispensable.

b.2. Zones de glissement potentiel, de solifluxion, d'épandage des coulées boueuses

Ce sont les aires en gris clair de notre carte des risques. La construction y est possible, moyennant certaines précautions (si aucune mesure n'est prise contre les instabilités) :

- Qu'il s'agisse d'un bâtiment léger (type hangar) ou d'une habitation individuelle, les fondations doivent être ancrées en profondeur dans l'argile cohérente ou dans les sables et conglomérats, dont les résistances au cisaillement et à la rupture sont suffisamment élevées en dehors des parties remaniées ou fissurées.

- Le mur amont de la construction doit être conçu comme un mur de soutènement (pour ne pas être cisailé). La présence de murs de refend assez épais, parallèles à la ligne de plus grande pente, limitera le risque de flexion des murs extérieurs.

- Un chaînage périmétrique doit être réalisé au niveau de chaque plancher et au niveau de la fondation qui sera suffisamment armée pour être rigide.

- Les murs de fondation seront entourés par un drain dont les eaux seront rassemblées en un point bas à l'aval du bâtiment et évacuées vers un talweg proche ou vers une zone dépourvue de risques.

- Enfin, il faudrait autant que possible éviter le rejet des eaux météoriques, l'épandage des eaux-vannes et des eaux ménagères traitées, à l'aval de la construction, surtout si l'épandage doit se faire dans ou au-dessus de terrains argileux. Les eaux météoriques étant canalisées vers un ravin ou un fossé, l'épandage souterrain serait avantageusement remplacé par un dispositif du type plateau tellurien d'où s'évacuerait un effluent semi-épuré peu abondant.

A l'échelle d'un projet de lotissement, un traitement de l'instabilité pour l'ensemble de la zone à lotir peut se révéler plus intéressant que l'application de toutes les mesures précitées pour chaque bâtiment. L'épandage superficiel ou souterrain de tout effluent liquide serait alors formellement à proscrire.

SYNTHESE ET CONCLUSION

SYNTHESE DES RESULTATS OBTENUS

Au terme de ces études, il nous faut revenir sur le travail effectué et en dégager les points importants par une analyse critique.

CARACTERISATION GEOLOGIQUE ET GEOTECHNIQUE

Dans cette commune où les affleurements sont rares, les sondages mécaniques et géophysiques ont permis de combler les lacunes du levé cartographique détaillé. Nous avons ainsi pu mettre en évidence plusieurs couches argileuses ou marneuses, continues, mais d'épaisseur variable, en alternance assez régulière au sein du remplissage molassique continental. En particulier, le contact entre la Formation de Chambaran et les conglomérats fluviatiles, rarement observé et décrit jusqu'alors, se fait à Dionay par l'intermédiaire d'une couche d'argiles rouges très altérées que ses caractéristiques sédimentologiques ne différencient que fort peu des autres niveaux argileux (on y observe toutefois des passées sablo-limoneuses assez étendues). La composition initiale des couches argilo-marneuses supérieures s'est trouvée localement modifiée sous l'effet d'une altération qui, partant de la Formation de Chambaran, a progressé per descensum, affectant successivement et avec une intensité variable selon les lieux, la partie supérieure des conglomérats fluviatiles, puis les argiles intercalées au milieu et à la base des couches caillouteuses.

Si l'on tient compte, en outre, de l'augmentation de la taille moyenne des galets et de l'altération croissante de bas en haut des conglomérats fluviaux, ainsi que de la présence à la base des "Glaises à galets" de calcaires sombres et de "fantômes" de cailloux en cours de désagrégation, on peut se demander si une partie au moins de la Formation de Chambaran, telle qu'observée à Dionay, ne constitue pas tout simplement le résidu d'altération de la partie supérieure des conglomérats miocènes.

Sur la base de critères sédimentologiques précis, nous avons pu différencier et caractériser les formations littorales et continentales. Au niveau précis de la limite qui les sépare s'intercalent les lentilles conglomératiques du Sautinet qui constituent pour nous un dépôt de "flèche pré-littorale" à l'extrémité du Delta conglomératique de Voreppe, alors à son maximum d'extension. En dehors de tout effet d'ordre climatique, les avancées successives du Delta de Voreppe à l'Helvétien-Tortonien, puis du cône alluvial de l'Isère au Vallésien (qui déterminent l'alternance des niveaux sablo-conglomératiques et argilo-marneux à cette époque) peuvent être liées à autant de petites crises orogéniques dans le domaine alpin, dont l'une, plus importante, se place à la limite Tortonien-Vallésien, marquée par l'extension maximale du Delta de Voreppe et le passage définitif (à Dionay), à la sédimentation continentale.

Enfin, nous avons expliqué la dissemblance morphologique des moitiés orientale et occidentale de la commune par les rythmes de creusement différents des réseaux hydrographiques préglaciaire (réseau du Mouchet) et "post-glaciaire" (réseau du Furand). Les deux territoires diffèrent également par leur géologie : à l'Ouest de la Combe du Pellalion, les couches s'inclinent d'environ trois degrés vers l'W-SW et le ravinement dépositionnel est plus intense.

L'analyse géotechnique nous a permis de constater la bonne qualité d'ensemble des parties intactes des terrains molassiques meubles, liée à une forte consolidation diagénétique et/ou aux caractéristiques de taille, de forme, de rugosité et de composition minéralogique des éléments détritiques.

Des indications détaillées figurant dans les "fiches géotechniques", nous rappellerons seulement quelques caractères marquants :

- Tous les matériaux non altérés sont tassés ou surconsolidés et montrent un comportement fragile lors des essais de cisaillement. Cette fragilité décroît avec la profondeur (lorsque l'étreinte latérale augmente) mais en surface, une microfissuration apparaît par décompression. Les sables et conglomérats possèdent un angle

de frottement élevé et une légère cohésion. Les argiles et marnes saines sont compactes, consistantes, avec une plasticité moyenne et une cohésion apparente élevée. Des argiles "gonflantes" entrent en faible proportion, dans la composition des couches inférieures (mais la calcite constitue un antidote au gonflement). Tous ces terrains sont peu compressibles et sensibles au gel. La sécheresse peut provoquer l'apparition de fentes temporaires à la surface des argiles et marnes, lorsque celles-ci affleurent (en profondeur, la teneur en eau descend rarement en-dessous de quinze pour cent).

- Dans la Formation de Chambaran, les couches d'argile rouge et les conglomérats à matrice rubéfiée, la dissolution du liant calcaire et l'augmentation relative de la teneur en argile s'accompagnent d'une croissance de l'indice de plasticité, d'une diminution de l'angle de frottement et de la perméabilité globale.

- En outre, à la limite supérieure des couches argilo-marneuses, la teneur en eau dépasse fréquemment la limite de plasticité et l'effet du remaniement s'ajoute à celui d'une altération accélérée. La teneur en eau et la porosité augmentent (réarrangement des particules) le matériau perd sa rigidité et sa résistance au cisaillement, sa compressibilité s'accroît.

ETUDE DES INSTABILITES

Déduite de notre analyse systématique des instabilités et des multiples sondages effectués, la confirmation du caractère superficiel des mouvements, constitue à notre avis l'un des apports les plus importants de notre étude. Cet état de choses provient de la conjonction de conditions géologiques et géotechniques particulières :

- En profondeur, comme nous l'avons indiqué plus haut, les qualités mécaniques des terrains intacts sont bonnes. Les conditions structurales sont par ailleurs très favorables : les couches sont horizontales ou peu inclinées, aucun décalage majeur n'interrompt leur continuité (absence de fractures tectoniques ou de "blocs glissés"). Les surfaces de litage, peu marquées dans l'argile, courbes et sécantes ailleurs, n'induisent pas d'anisotropie majeure et leur configuration dans les formations grossières contribue plutôt à freiner l'écoulement des eaux. Les hétérogénéités géologiques sont peu dangereuses. Il s'agit : soit de lentilles peu étendues qui, n'étant pas reliées à la surface (par affleurement ou par des fentes), ne peuvent constituer des zones de drainage ou de mise en pression ; soit de chenaux d'écoulement préférentiel reliés éventuellement à la surface mais dans lesquels le trajet imposé à l'eau est si long que

Les phénomènes d'érosion souterraine ne peuvent apparaître (dans la Formation de Chambaran, par exemple).

- En surface, par contre, la répartition des contraintes n'est plus isotrope : l'érosion, les travaux créent un "appel au vide" par modification des pentes, des surcharges locales existent, ainsi que des pressions de filtration dues au rabattement des nappes. Les matériaux subissent l'action de divers agents météoriques et la décompression des couches (fragiles) augmente l'importance des micro-discontinuités (litage, fissuration d'ensemble qui affaiblit le matériau).

Pour chacun des types d'instabilités rencontrés (solifluxion, glissements, coulées boueuses et reptation), nous avons défini de façon précise la nature des terrains concernés, la position de la surface de rupture par rapport au contexte géologique (vérifiée lors des essais scissométriques) et la pente minimale nécessaire pour qu'apparaisse le mouvement (pente critique confirmée par les calculs de stabilité dans le cas des glissements de talus argileux).

En tête des facteurs d'instabilité, viennent ceux dont l'existence est liée aux événements de l'histoire géologique : l'alternance de couches à perméabilités différentes (qui permet l'accumulation des eaux au-dessus des couches argilo-marneuses) ; la compaction diagénétique qui rend les couches fragiles ; l'altération (à l'échelle de couches entières ou à la surface de certaines) qui modifie les caractéristiques géotechniques des matériaux et sélectionne, par ses irrégularités, "des couloirs" à grains plus grossiers au niveau desquels les eaux peuvent se concentrer ou s'écouler plus vite (provoquant une érosion souterraine néfaste pour la stabilité).

La filtration très lente des eaux dans l'ensemble des formations molassiques explique la constance de l'humidité des couches et le maintien de nappes plus ou moins permanentes, même en l'absence de zones d'alimentation étendues : nappes de la Formation de Chambaran et des Conglomérats fluviatiles, alimentées essentiellement depuis la surface du Plateau et rabattues au niveau de sources à débit faible mais constant, nappes temporaires des Sables molassiques. Les eaux qui sortent donc du sol en de nombreux points de la commune, n'ont été que trop peu captées et entretiennent, par leur réinfiltration, de nombreux mouvements. Certaines, alcalinisées ou hypercalciques, peuvent être agressives vis-à-vis des couches non décalcifiées ou riches en alcalins (réactions chimiques diverses et difficiles à mettre en évidence).

A l'occasion de fortes pluies, les effets du ruissellement superficiel sont importants : érosion rapide des berges de cours d'eau, ravinement des talus, apparition d'éventuelles "laves" boueuses et infiltration au niveau des zones en cuvette où l'eau s'accumule.

Au terme de notre présentation des facteurs d'instabilité, nous avons souligné l'existence de mouvements localisés dus à des défauts ou à une mauvaise conception (par rapport aux conditions géologiques locales) de certaines réalisations anthropiques. Moyennant le respect de certaines règles lors des travaux et un entretien, une surveillance minimale après exécution, de graves mécomptes pourraient être évités.

A ce propos, diverses indications figurent au paragraphe "Moyens préventifs et curatifs". Dans cette partie, nous présentons diverses précautions à prendre, diverses techniques qui nous paraissent spécialement indiquées pour la prévision, la prévention et le traitement des formes d'instabilité rencontrées à Dionay et la protection des routes et constructions. Selon le type de mouvement et la nature du principal facteur déterminant l'instabilité (qu'il sera bon, le moment venu, de préciser au moyen d'études complémentaires localisées), les modes d'action varieront :

x - Drainage de la tranche instable des sols ou des zones de rupture (par drains-subhorizontaux ou tranchées drainantes).

- Lutte contre la réinfiltration des eaux de sources par captage, contre l'infiltration pure et simple par drainage et évacuation vers une zone sans danger des eaux de ruissellement, des eaux usées et du trop-plein des bassins (à l'abri de canalisations souples, étanches et/ou facilement contrôlables).

- Lutte contre l'érosion superficielle et souterraine (maintien de la végétation, utilisation de géotextiles, de massifs filtrants, de digues en enrochement).

- Curage des matériaux instables ou amélioration de leur propriétés mécaniques par traitement chimique.

- Désobstruction éventuelle des écoulements souterrains naturels (par curage et mise en place d'un contrefort filtrant).

Enfin, à titre prévisionnel et préventif, la carte des risques géologiques présente la nature des mouvements à redouter dans toutes les zones potentiellement instables et l'intensité du risque associé, déterminée à partir de l'estimation de la probabilité d'apparition et de la gravité des conséquences du type de mouvement prévu (en tenant compte de l'état actuel des divers facteurs d'instabilité déterminants en chaque point). Nous indiquons les raisons pour lesquelles l'incertitude qui subsiste sur l'emplacement des limites tracées est faible et définissons, par rapport à la géologie et à la morphologie communales, les zones les plus dangereuses (3e partie, Chapitre III, B, 2 et 3 ; légende de la carte des risques).

Les zones actuellement boisées, pour lesquelles nous ne pouvons a priori définir une intensité de risque se signalent par un figuré spécial. Rappelons toutefois que nous n'y avons décelé aucun indice d'instabilité, cette végétation en taillis semblant apte à empêcher l'apparition de mouvements superficiels qui affectent largement les zones déboisées. Les racines "arment" la tranche superficielle des sols et facilitent le drainage d'éventuelles zones sursaturées ; les effets du ruissellement sont limités et une partie importante des eaux infiltrées est éliminée par évapotranspiration.

CONCLUSION GENERALE

Dès le début de ce travail, la définition même de notre sujet (étude des formations molassiques et des mouvements de terrain associés au niveau d'une commune en difficulté) imposait une étude détaillée, à l'échelle d'un territoire limité. A l'heure du bilan, ayant pris conscience de la variété lithologique des faciès de comblement du triangle bas-dauphinois et accumulé un grand nombre de données sur ce secteur de Dionay, nous ne pouvons que constater les avantages d'une telle concentration des moyens d'étude, qui nous a permis de produire des renseignements nouveaux sur la sédimentation continentale au Néogène et d'adopter une optique résolument pluridisciplinaire en rattachant constamment les propriétés géotechniques des matériaux aux caractéristiques sédimentologiques des formations.

L'éventuel aménageur, confronté à un problème local, trouvera dans ce mémoire des fourchettes de valeurs (regroupées dans des fiches), définissant de façon assez précise certains ensembles géotechniques (sables, conglomérats sains) dont la constitution et le comportement varient peu d'un point à l'autre de la commune. Pour les autres types de terrains (argiles, conglomérats altérés), il sera averti des hétérogénéités lithologiques qui peuvent se présenter et des modifications concomitantes des paramètres géotechniques. Le modèle ainsi esquissé pourra être complété à l'aide des diverses indications (d'ordre hydrogéologique, morphologique ou géodynamique) figurant dans les cartes de facteurs établies à partir de levés à grande échelle (1/10 000).

Pour chaque forme d'instabilité, l'étude attentive de la nature des terrains concernés et de la position habituelle de la surface de rupture dans un contexte géologique donné a conduit à une estimation de la possibilité d'extension des mouvements, exprimée dans la carte des risques géologiques. Nous espérons que la prise en compte, par les autorités locales ou par d'éventuels projeteurs de ce document d'information et d'alerte, permettra dans l'immédiat une utilisation des sols mieux adaptée aux conditions géologiques locales.

Pour aller plus loin et compléter la recherche entreprise dans le périmètre de la commune, il faudrait maintenant étudier plus en détail les divers comportements rhéologiques des matériaux et les conditions hydrauliques des mouvements. Faute de temps et de moyens, nous avons dû nous contenter dans ce domaine d'estimations établies à partir de mesures trop rares. Il s'agit là d'une lacune qui pourrait être comblée à l'occasion d'un éventuel essai de stabilisation, en concentrant certaines techniques

d'investigation, assez onéreuses (réseau de capteurs de pression, essais de cisaillement), au niveau d'une manifestation d'instabilité bien définie.

Enfin, si la confirmation de l'absence de mouvements profonds nous rassure quant à la gravité des conséquences de ce type de dérangement, elle nous permet également d'être assez confiant quant aux chances de succès des essais correctifs futurs (les volumes à stabiliser étant faibles et les zones de rupture peu profondes). Si de plus, l'on considère la nature des terrains affectés, la commune de Dionay constitue un domaine idéal pour l'application des diverses méthodes de drainage (dont l'efficacité a été maintes fois éprouvée ailleurs) et un "banc d'essai" aux caractéristiques intéressantes pour la mise au point de méthodes de traitement (électro-chimiques notamment) jusqu'alors peu appliquées mais qui ont fait l'objet de nombreuses études théoriques.

LISTE DES ILLUSTRATIONS

TABLEAUX

N°	Pages
I - Caractéristiques granulométriques des sables et conglomérats molassiques.	49
II - Analyse sédimentométrique de la fraction fine des sédiments .	50
III- Morphométrie des galets (indices de référence d'après CAILLEUX et TRICART, 1959)	57
IV - Teneurs en minéraux majeurs des sables et matrices conglomératiques .	61
V - Comptages pétrographiques partiels (formations conglomératiques) .	65
VI - Teneurs en carbonates des sédiments .	67
VII- Analyse minéralogique partielle de la fraction inférieure à 2 μ des sédiments .	68
VIII-Cycles sédimentaires et biostratigraphie du Néogène rhodanien (inspiré de BALLESTO, 1971)	82
IX - Classification des sols (L.C.P.C.)	102
X - Caractéristiques géotechniques des terrains de Dionay .	103
XI - Mécanisme des mouvements de terrain dans les sols (inspiré de THERZAGHI, 1950)	156
XII- Influence de la nature des ions absorbés sur les limites d'état et la résistance au cisaillement pour les principales familles d'argiles pures (BOTTERO et GIROUD, 1972) .	162
XIII-Débits et température des sources liées à diverses formations.	168
XIV -Diamètre en cristaux et en solution de différents éléments chimiques purs, effets de certains de ces ions lorsqu'ils sont introduits dans l'argile (HASBANI, 1978).	195

FIGURES

N°	Pages
I - La commune de Dionay dans son cadre géographique et géologique	6
2 - Schéma orohydrographique	8
3 - Carte (simplifiée) de la végétation	10
4 - Vents et températures moyennes dans la partie méridionale du Bas-Dauphiné	11
5 - Hauteurs mensuelles des précipitations à la Trappe de Chambaran	11
6 - Hauteurs maximales de précipitation en 24 heures à la Trappe de Chambaran .	12
7 - Débits d'écoulement comparés du Furand et du R ^{ou} de Brion	12
8 - Intensité sismique maximale possible dans le Bas-Dauphiné	16
9 - Coupe schématique E -W du plateau de Chambaran, montrant les variations latérales de faciès	23
10 - Evolution paléogéographique du Bas-Dauphiné durant le Néogène.	24
11 - Quelques figures sédimentaires observées dans les formations molassiques .	33
12 - Coupes géologiques détaillées .	37 à 41
13 - Coupe géologique synthétique	42
14 - Courbes granulométriques des sables continentaux	44
15 - Courbes granulométriques des sables littoraux	45
16 - Courbes granulométriques des conglomérats fluviaux .	46
17 - Courbes granulométriques des lentilles conglomératiques du Sautinet	47
18 - Morphoscopie des grains de quartz (sables et matrices conglomératiques)	52
19 - Exoscopie des grains de quartz (sables et matrices conglomératiques)	51
20 - Teneurs en minéraux majeurs (report sur diagramme triangulaire)	61
21 - Critères de distinction des sables littoraux et continentaux en lame mince.	62
22 - Schéma structural	80
23 - Extensions glaciaires Riss et Würm. Influence des glaciers sur la morphologie de la commune	86
24 - Indices et classes granulométriques	92
25 - Variation du volume et des poids volumiques avec la teneur en eau	92
26 - Courbes intrinsèques obtenues par différents types d'essais de cisaillement	96
27 - Principe des essais triaxiaux avec contre-pression .	96
28 - Paramètres déduits des courbes oedométriques	99
29 - Plasticité des argiles et marnes de Dionay	112
30 - Compressibilité des argiles et marnes de Dionay (à l'oedomètre)	112
31 - Résistance au cisaillement des sables de Dionay (à la Boite de Casagrande)	115
32 - Résistance au cisaillement des argiles et marnes de Dionay (essais triaxiaux) .	115

	Pages
33 - Courbes de niveau théoriques de la surface du piedmont isérois au Villafranchien	I25
34 - Classification des mouvements de terrain	I32
35 - Types de mouvements rencontrés à Dionay	I40 à I42
36 - Répartition des types d'instabilités et des pentes; leurs rapports dans la commune .	I44
37 - Résultats des essais scissométriques	I48
38 - Définition des termes intervenant dans les calculs de stabilité et applications..	I52 - I53
39 - Micro- structures des argiles lacustres ou alluviales compactées .	I60
40 - Hydratation des minéraux argileux purs .	I60
41 - Plasticité de divers minéraux argileux purs	I60
42 - Variation de la fragilité avec la contrainte latérale et la teneur en eau .	I66
43 - Variation de l'angle de frottement et de la cohésion avec le degré de saturation .	I66
44 - Analyses chimiques des eaux issues de diverses formations .	I72
45 - Glissements provoqués par un terrassement ou un remblai .	I76
46 - Coupe schématique montrant la répartition des zones de risque.	I82
47 - Contrôle de la pression interstitielle au niveau d'une zone en glissement.	I86
48 - Contrôle des déplacements au niveau d'une zone en glissement.	I86
49 - Captage de source par drain parallèle au versant .	I88
50 - Drainage des eaux de ruissellement .	I88
51 - Drainage en profondeur au moyen de drains subhorizontaux	I91
52 - Implantation d'un massif filtrant au niveau d'une venue d'eau localisée (lutte contre l'érosion souterraine et désobstruction des écoulements naturels) .	I91
53 - Stabilisation d'un talus en mouvement au moyen de tranchées drainantes .	I92
54 - Mode d'implantation possible d'un dispositif d'électro-injection.	I92
55 - Protection des berges par un manteau d'enrochements .	I95
56 - Protection des routes implantées en zone potentiellement instable .	I98
57 - Types de désordres aux constructions dus à des mouvements divers .	200

EN ANNEXE

	Pages
- Comparaison de 3 méthodes d'interprétation des courbes de sondages électriques .	V
- Carte de documentation	VI
- Coupes géologiques des sondages mécaniques et géophysiques effectués .	VII

CARTES HORS-TEXTE

- Carte géologique et géotechnique
- Carte hydrogéologique
- Carte des instabilités et des pentes
- Carte des risques géologiques

BIBLIOGRAPHIE

- AMIRI A. (1973). " Contribution à l'étude du rôle de l'eau sur les glissements de terrain ". Th. Doct.-Ing., Grenoble, 150 p.
- ANTOINE P., BIAREZ J. et DESVARREUX P. (1971). "Problèmes posés par la stabilité des pentes dans les régions montagneuses " Géol. Alp., t. 47, pp 5-24.
- ANTOINE P. et MOUGIN J.-P. (1974) " Exemples de mouvements de sol catastrophiques et imprévisibles à la suite d'une pluviométrie exceptionnelle (en climat tempéré, Sud-Est de la France)". C.R. 2^o Cong. A.I.G.I., Sao Paulo, t.II, V.-17, 9 p.
- ANTOINE P. (1977). "Réflexions sur la cartographie Z.E.R.M.O.S. et bilan des expériences en cours ". Bull. B.R.G.M., 2^e série, section III, n^o1-2, pp 9-20.
- AVENARD J.-M. (1962). "La solifluxion. " Trav. Lab. Géogr. Phys. Centre de Géogr. appl. Univ. Strasbourg, Vol. I
- BALLESIO R. (1971). "Le Pliocène rhodanien ". V^o Cong. Néog. médit., Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon, H.S., Vol. 1, 164 p. septembre 1971, pp 201- 243.
- BALLESIO R. (1972). "Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien ". Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, n^o 53, 333p.
- BHATTACHARYA P.K. et PATRA H.P. (1968). "Direct current geoelectric sounding. Principles and interpretation ". Elsevier Ed., Amsterdam, X - 135 p.
- BERTHIER J.-P. (1978). " Effet de certains sels dont le gypse sur l'argile de Dionay ". Trav. Fin d'ét., Ec. Nat. Trav. Publ. de l'état, Vaulx-en-Velin
- BISHOP A.W. (1965) "The use of the slip circle in the stability analysis of slopes ". Géotechnique, vol V, ppl-7.
- BOCQUET J. (1966). " Le delta de Voreppe. Etude des faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble ". Th. 3^e cycle, Grenoble, 100 p.
- BOMBARD J.-P. (1968). "Approche des problèmes posés par les mouvements de terrain. Essai méthodologique ". Th. 3^e cycle, Grenoble, 272 p.
- BOTTERO A. (1971). "Etude des propriétés mécaniques des matériaux argileux en fonction de leurs propriétés physico-chimiques ". Th. 3^e cycle, Grenoble, 462 p.
- BOTTERO A. et GIROUD J.-P. (1972). " Influence des propriétés physico-chimiques des argiles monominérales sur leur comportement mécanique ". Bull. Liais. Lab. P. et Ch., n^o 62, pp 105-117.
- BOURDIER F. (1961). "Le Bassin du Rhône au Quaternaire ". Ed. du C.N.R.S., 2 vol., 365 et 295 p.
- CAILLEUX A. et TRICART J. (1959). " Initiation à l'étude des sables et des galets ". E.D.U., 3 vol., 376 p.
- CARON C. (1971). "Consolidation des terrains argileux par électro-osmose ". Ann. I.T.B.T.P., n^o 82, pp 75-92.
- CASSAN M. (1978). "Les essais in situ en Mécanique des sols ". Eyrolles Ed., Paris, vol 1, 458 p.
- CHAUMONT M. (1956). "Contribution des méthodes physico-chimiques à l'étude des formations sédimentaires. Application au Néogène bas-Dauphinois ". Th. Doct.-Ing., Clermont-Ferrand, 124 p.
- COSTET J. et SANGLERAT G. (1975). " Cours pratique de Mécanique des sols. " Dunod Technique, Paris, 2 vol., 263 et 352 p.
- D.A.F.U. (1971). " Recommandations pour la cartographie géotechnique appliquée aux problèmes d'aménagement et d'urbanisme ". Min. de l'Eq. et du Log., Dir. As. Fonc. Urb., avril 1971, 16 p.
- DEMARCO G. (1970). " Etude stratigraphique du Miocène rhodanien ". Mem. B.R.G.M., 268 p.
- DERVIEUX M.F. (1950) " Problèmes particuliers de Mécanique des sols en Algérie ". Ann. I.T.B.T.P., Section sols et fondations, n^o 3.
- DESVARREUX P. (1970). " Recherche d'une méthode d'étude des mouvements de terrains et applications pratiques ". Th. Doct.-Ing., Grenoble, 162 p.
- DOBREMEZ J.-F. (1967). " Feuille de Beaupaire -XXI.34 ". Doc. pour la Carte de la Végétation des Alpes, V, Lab. Biol. Vég. Univ. Grenoble, pp 173 -205.
- FABRE D. (1976). " Quelques observations sur la fissuration et la fragilité des argiles et des roches ". Th. Doct.-Ing., Grenoble, 224 p.
- FOURNIER D. (1974). " Etude hydrogéologique du versant sud de la plaine de Bièvre -Bas Dauphiné (Bassin versant du Haut-Rival) ". Th. 3^e cycle, Grenoble, 122 p.
- FRECHET J. (1978). " Sismicité du Sud-Est de la France, et une nouvelle méthode de zonage sismique ". Th. 3^e cycle, Grenoble, 160 p.
- GERMAIN C. et DEMAISON G. (1958). " Contribution à l'histoire géologique du Bassin de Valence ". Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t 34, pp 49-60.
- GOGUEL J. (1948) " Essais d'interprétation de la prospection géophysique de la Bresse et du Bas-Dauphiné. " Publ. Bur. Rech. Géol. et Géoph., n^o 6, 79 p.
- GOURC J.-P. et GIROUD J.-P. (1976) " La stabilité des pontes ". Cours 3^e an., Ec. Nat. Trav. Publ. de l'Etat, Vaulx-en-Velin (polycopié, inédit).
- GUERIN C. et MEIN P. (1971). " Principaux gisements de Mammifères miocènes et pliocènes du domaine rhodanien ". Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, H.S., vol 1, pp 131 -171.

- GUILCHER A. (1961). " Le beach-rock ou grès des plages ". Ann. Géogr., Paris n° 378, pp 113-125
- GUY M. (1969) " Détection à distance, progrès récents de la photogéologie ". Ann. des Mines, février, pp 29-72
- HAMZE M. (1977). " Contribution à l'étude des propriétés de matériaux : le traitement des sables ". Rapp. Rech. Lab. P et Ch., n° 67, 142 p.
- HASBANI N. (1978). " Amélioration des propriétés mécaniques de deux argiles par voie chimique, particulièrement par l'emploi de cendres végétales ". Th. Doct.-Ing., Grenoble, 193 p.
- JAMBU N. (1954) " Stability analysis of slopes with dimensionless parameters ". Th. Cambridge, Mass. U.S.A.
- JIGOREL A. (1978). " Contribution à l'étude géologique des alluvions du cours moyen de la Vilaine, considérations géotechniques ". Th. 3^e cycle, Rennes, 154 p.
- KOEFOD O. (1960). " A generalized Cagniard graph for the interpretation of geoelectrical sounding data ". Geophysical Prospecting, VIII, pp 459 - 469.
- KYVELLOS G. (1956). " Etude de la courbe intrinsèque des sols compactés et non saturés ". Ann. I.T.B.I.P. n° 101.
- LAFOND M. (1965). " Autoroute Lyon-Marseille. Section comprise dans le département de la Drôme entre le C.D. 132 et la rivière La Galauze ". Bull. Liais. Lab. Rout. P et Ch., n° 14, pp 41 à 4-28.
- LATREILLE G. (1969). " La sédimentation détritique au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes ". Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, n° 33, 254 p.
- LENGLET J. (1976). " Appareils et méthodes de surveillance des glissements de terrain ". Bull. Liais. Lab. P et Ch. Spécial II : Stabilité des talus, t. 1, pp 166 - 145.
- LE RIBAUT L. (1975). " L'exoscopie. Méthode et applications ". Notes et mém. Comp. Fr. des Pétr., n° 12, 232 p.
- LE ROUX A. (1971). " La Lyophilisation, technique d'étude des textures des marnes et argiles ". Bull. Liais. Lab. P et Ch., n° 55, pp 27 - 29.
- LE ROUX A. (1972). " Caractéristiques mécaniques des roches argileuses en relation avec leur texture ". Bull. Liais. Lab. P et Ch., n° 61, pp 155 - 179.
- LETOURNEUR J. et MICHEL R. (1971). " Géologie du Génie Civil ". Armand Colin, collection U, Paris, 728 p.
- MILLOT G. (1964). " Géologie des argiles ". Masson, Paris, 500 p.
- MONJUVENT G. (1969). " Essais morphologiques sur un piedmont alpin. La basse vallée de l'Isère ". Rev. Géogr. Alp. t LVIII, fasc. 2, pp 233 - 275.
- MONJUVENT G. (1974). " Formations quaternaires de la Basse-Isère. feuille Romans au 1/50 000 ". Bull. B.R.G.M., 2^e série, sect. 1, n° 1, pp 15- 25.
- MONJUVENT G. (1976). " Notice de la feuille Beaufort au 1/50 000 ". Ed. B.R.G.M., 1976.
- MORTAZ D. (1977). " Sédimentologie des formations détritiques du Néogène du Plateau de Chambaran (Bas-Dauphiné, France) ". Th. 3^e cycle, Grenoble, 152 p.
- MOUGIN J.-P. (1973) " Les mouvements de terrain ". Th. Doct.-Ing. Grenoble, 295 p.
- OLIVIER G. et RENET J.-P. (1976). " Essai de cartographie des risques liés à des mouvements de terrain dans la région de Saint-Martin-de-Balleville ". Bull. Liais. Lab. P et Ch., spécial II, t. 1, pp. 40- 56.
- OLIVIER G. et CAMBOLY D. (1979). " Cartographie géotechnique pour l'aménagement ". Bull. Liais. Lab. P et Ch., 99, pp 35- 64.
- ORGEVAL M. et RUMEAU J.L. (1956). " Préreconnaissance du Bassin de Valence (avec la collaboration du B.E.G. et de l'I.F.P.) ". Bur. Rech. Pétr., rapport inédit.
- OSIPOV V.I. et SOKOLOV V.N. " Relations entre la microstructure des roches argileuses, leur genèse et leur degré de compaction ". Bull. de l'A.I.G.I., n° 18, pp 83 -91.
- PILOT G. (1977). " Méthodes d'amélioration des propriétés géotechniques des argiles molles. Etat des connaissances ". Bull. Liais. Lab. P et Ch., spécial VI F: Mécanique des sols, pp 38-180.
- PORCHER M. et GUILOPPE P. (1979). " Cartographie des risques Z.E.R.M.O.S. appliquée à un P.O.S. en Normandie ". Bull. Liais. Lab. P et Ch., n° 99, pp 43 -54.
- PORTECOP J. (1967). " Note climatologique sur la carte Grenoble au 1/100 000 ". Doc. pour la Carte de la Végétation des Alpes, Lab. Biol. Veg. Univ. Grenoble, pp 119 -126.
- PRIMEL L. (1968) " Les Sables ". Suppl. à Bull. Liais. Lab. P et Ch. n° 33, pp 41 -52.
- PROIX-NOE M. (1946). " Etude d'un glissement de terrain dû à la présence de glauconie ". C.R.As.Sc., n° 222, p 403.
- READING H.-G. (1978). " Sedimentary environments and facies ". Blackwell Scientific Publications, London, 557 p.
- ROCHE A. (1953). " Etude sur l'aimantation de roches volcaniques tertiaires et quaternaires d'Auvergne et du Velay ". Th. Sc. Phys., Paris, 215 p.
- SULTAN H.A, SEED H. (1967) " Stability of sloping earh dams ". A.S.C.E., div. Soils et fond., vol. 93, pp 45-69
- TERZAGHI K. (1950). " Mechanism of landslides ". Berkey Volume, New York, Géol. Soc. of America, pp 83-123.
- TOURENQ C. (1970). " La gélivité des roches, application aux granulats ". Rapp. Rech. Lab. P et Ch., n° 6, 60 p.
- TRUC G. (1971). " Gastéropodes continentaux néogènes du Bassin rhodanien ". Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon, H.S., vol. 1 pp 79-129.
- USSELMANN P. (1971). " Relations entre divers facteurs et les caractéristiques mécaniques de formations superficielles meubles affectées par des mouvements de masse, d'après l'étude d'échantillons provenant de quelques versants français ". Rev. Géomorphologie dynamique, XX^e année, n° 2, pp 49- 71.

ANNEXE I

METHODES SEDIMENTOLOGIQUESI) ANALYSE DE LA TAILLE DES ELEMENTS- Blocs et galets : méthode linéaire

Une ficelle de longueur L est tendue sur l'affleurement, pour chaque galet recoupé dont la longueur apparente dépasse 5 mm, on note la longueur m de l'intersection du galet par la ficelle et la longueur apparente L_s du galet. La quantité de matrice M (éléments inférieurs à 5 mm) est donnée par la formule $M = L - \sum m$.

- Fractions inférieures à 0,04 mm : méthode densimétrique

Après 15 heures d'agitation, une éprouvette contenant l'échantillon, du défloculant et de l'eau distillée est placée dans un bain thermostaté. A l'aide d'un densimètre à épaulements raidés (pour ne pas accrocher les fines particules) on mesure la densité de la solution à des intervalles de temps suivant une progression logarithmique. Après avoir subi plusieurs corrections, cette densité nous permet de calculer le pourcentage de particules déposées de taille supérieure à un diamètre donné.

- Sables et conglomérats : Indices granulométriques

Ils sont calculés à partir des courbes granulométriques cumulatives :

. la médiane Q_2 correspond à l'ouverture de tamis qui laisse passer 50 % du sédiment

. les quartiles Q_1 et Q_3 correspondent aux ouvertures des tamis qui laissent passer respectivement 25 et 75 % du sédiment.

. Indices de classement :

$$\text{- Le Sorting-Index } S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$$

$S_o < 2,5$ Sédiment bien classé

$S_o \# 3$ Classement moyen

$S_o > 4,5$ Sédiment mal classé

$$\text{- L'asymétrie } S = \frac{Q_1 \cdot Q_3}{(Q_2)^2}$$

$S < 1$ Dépôt agité

$S > 1$ Dépôt tranquille.

$$\text{- Le } Q d \Phi = \frac{Q_1 \cdot Q_3}{2}$$

Plus il est grand, plus le classement est mauvais

$Q_1 \cdot Q_3$ est mesurée avec une bandelette graduée dont l'intervalle unité correspond, sur papier logarithmique, à un doublement de la taille des particules.

- L'Hétérométrie Hé varie comme le $Q d \Phi$. C'est l'intervalle d'abscisses (mesuré avec la bandelette des $Q d \Phi$) correspondant à un intervalle d'ordonnées de 25 % choisi dans la partie la plus redressée de la courbe.

2) ANALYSE DE LA FORME DES ELEMENTS- Galets : Morphométrie

On prélève un lot de 100 galets de même nature pétrographique dont la dimension est centrée autour de 50 mm. Pour chacun d'eux, posé à plat, on mesure la plus grande longueur L, la largeur l, l'épaisseur e et le plus petit rayon de courbure r_1 (au moyen d'une cible). On note également la distance entre cette courbure et l'intersection de L et l. A partir de ces mesures on calcule les indices

$$\text{d'émoussé } I = \left(\frac{2r_1}{L} \right) \times 1000$$

$$\text{d'aplatissement } A = \left(\frac{L-l}{2e} \right) \times 1000$$

$$\text{de dissymétrie } D = \left(\frac{AC}{L} \right) \times 1000$$

- Sables : Exoscopie et Morphoscopie des quartz

Lors du tamisage, la fraction granulométrique comprise entre 0,3 et 0,5 mm est conservée (en dessous de 0,3mm, l'influence des facteurs chimiques l'emporte sur celle des facteurs mécaniques et au dessus de 0,5mm, l'inverse se produit). Une séparation est effectuée au moyen d'une liqueur dense (bromoforme) : on ne conserve que les grains de densité comprise entre 2,64 et 2,67 (quartz et feldspaths essentiellement). Sous la loupe binoculaire , on réalise ensuite un comptage sur 200 grains en les regroupant dans chacune des grandes catégories définies par A. CAILLEUX (émoussés -luisants, ronds-mats et non-usés). A cette occasion, une dizaine de grains de chaque catégorie sont sélectionnés pour l'examen au microscope électronique. Ceux-ci sont collés sur une platine porte-objet au moyen d'un rouleau adhésif biface et le tout est métallisé afin de pouvoir être observé au microscope électronique à balayage .

3) ANALYSE DE LA COMPOSITION PETROGRAPHIQUE ou MINERALOGIQUE

- Galets : Comptage pétrographique

200 galets sont groupés par lots de tailles (16-30mm, 30 à 70 mm, 70 à 150 mm) et dans chaque lot on détermine le pourcentage de galets de même nature pétrographique.

- Sables : comptage pétrographique sur lame mince

Réalisé au moyen d'un compteur de points relié à une platine intégratrice à défilement continu. Pour chaque minéral identifié, on appuie sur une touche du compteur (1 touche par minéral). La platine déplace alors la lame mince d'un saut réglable en fonction du grossissement. On compte ainsi 200 points .

- Fractions inférieures à 2 microns : Analyse aux rayons X

Après avoir été débarrassée des carbonates, de la matière organique, des sulfates, du fer, de l'aluminium, de la silice amorphe et de substances chimiques diverses, la pâte est centrifugée, étalée sur une lame spéciale puis lissée. Les lames séchées sont passées trois fois aux rayons X :

- Passage normal
- Passage après traitement aux vapeurs d'éthylène-glycol
- Passage après chauffage au four à 500° pendant 4 heures.

Entre chaque passage, certains minéraux disparaissent ou l'écart de leurs feuillets change.

- Gravier, sables et argiles : Carbonatimétrie

L'échantillon est d'abord réduit en poudre dans un broyeur à boulets. La teneur en carbonates est évaluée classiquement en mesurant le dégagement gazeux résultant de l'attaque de la poudre par H Cl dilué.

4) BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- CAILLEUX A. et TRICART J. (1959). " Initiation à l'étude des sables et galets " . C.D.U., 3 vol., 376 p.
 LE RIBAUT L. (1975). " L'exoscopie. Méthode et applications " . Notes et mém. Comp. Fr. des Pétr., n° 12, 232 p.
 LOMBARD A. (1972). " Séries sédimentaires : genèse, évolution " . Masson, Paris , 425 p.
 LUCAS J., CAMEZ T., MILLOT G. (1959) " Détermination pratique aux rayons X des minéraux argileux simples et interstratifiés " . Bull. Serv. Carte géol. Als. Lor., 12, fasc. 2 .
 MERIAUX S. (1954). " Contribution à l'étude de la granulométrie " Thèse Sc, Paris, 1 vol. I.N.R.A.
 PERRIAUX J. (1976) " Cours de Sédimentologie " . Maîtr. Géol., Institut Dolomieu, Grenoble (photocopié inédit).
 RIVIERE A. (1952). " Sur la représentation graphique de la granulométrie des sédiments meubles. Interprétation des courbes et explications " . B.S.G.F. 6, II, pp 145 - 168 .

LAVAGES - TAMISAGES

Les échantillons sableux ou argileux (ceux-ci après défloculation) sont lavés sur un tamis à maille de 80 microns. Le résidu est ensuite tamisé avec une série de tamis de mailles 1, 0.5, 0.2, 0.125 et 0.08mm (afin qu'aucun petit organisme ne soit masqué à l'observation). Le refus de chaque tamis est répandu par petites quantités sur une coupelle quadrillée et observé systématiquement. Saisis à l'aide d'un pinceau fin humide, les micro-organismes sont déposés dans des cellules soigneusement étiquetées.

Enfin , pour éviter tout risque de mélange, les tamis sont soigneusement lavés, vibrés aux ultra-sons et trempés dans le Bleu de bromothymol (entre chaque lavage-tamisage).

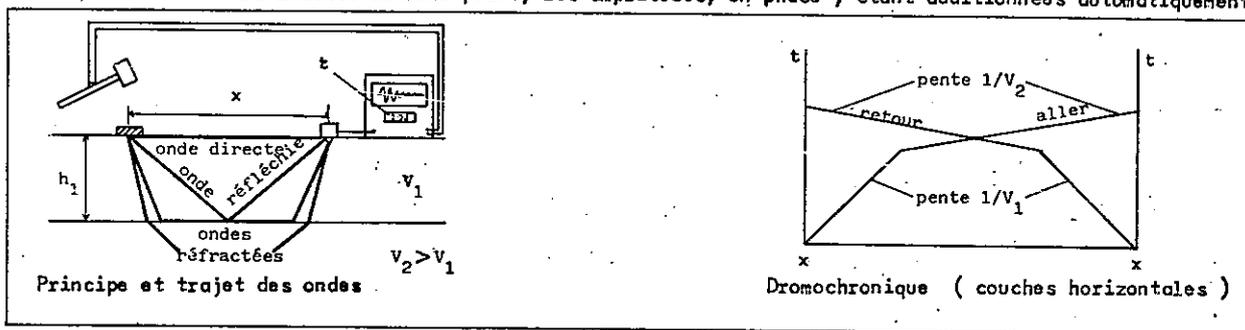
ANNEXE II

METHODES GEOPHYSIQUES

SONDAGES SISMICIQUES

L'ébranlement est fourni par le choc d'une masse sur une plaque métallique placée à des distances croissantes d'un géophone qui capte le signal. Ce signal sinusoïdal est visualisé de façon permanente sur un écran cathodique. On peut alors afficher le temps d'arrivée de la première onde d'ébranlement et tracer la dromochronique (courbe temps d'arrivée / distance plaque-géophone).

Une caractéristique intéressante de l'appareil employé (BISON) est de pouvoir amplifier un faible signal en multipliant les ébranlements au même point, les amplitudes, en phase, étant additionnées automatiquement.

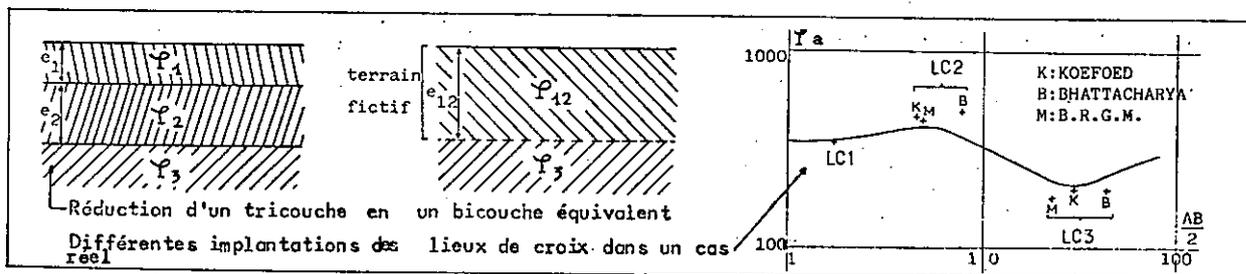


INTERPRETATION DES SONDAGES ELECTRIQUES

Nous avons voulu tester la validité de trois méthodes basées sur l'utilisation d'abaques précalculés en comparant les épaisseurs obtenues par chacune d'entre elles avec les valeurs réelles déterminées dans un forage ou sur un affleurement proche. Il s'agit des méthodes proposées par BHATTACHARYA et PATRA (en 1968), KOEFOED (1960) et par B.R.G.M. (inédit).

I) RAPIDE DESCRIPTION DES METHODES

Elles diffèrent essentiellement par la nature et l'utilisation qui est faite d'abaques spéciaux, dits " des points auxiliaires ", qui permettent dans les problèmes à plus de 2 terrains, de déterminer l'épaisseur et la résistivité d'une couche profonde à partir de la résistivité et de l'épaisseur " équivalentes " de l'ensemble formé par les couches qui la surmontent.



a) Méthode " BHATTACHARYA et PATRA " (1968)

- Graphes utilisés (module 62,5 mm)

- . Une courbe de sondage CS sur calque.
- . Un abaque de courbes "2 terrains" précalculées A2 (modèle C.G.G.)
- . Des abaques de courbes "3 terrains" précalculées A3 (modèle C.G.G.)
- . Des abaques "auxiliaires" Ax permettant de placer les lieux de crois LC pour chacun des types de courbes A, H, K ou Q (modèle BHATTACHARYA)

- Dépouillement.

- 1- Placer CS sur A2 correspondant ($\gamma_2 > \gamma_1$ ou $\gamma_2 < \gamma_1$) en conservant le parallélisme des axes. Implanter LC 1 à l'origine de A2. Déterminer γ_2/γ_1 , puis γ_1, e_1 (coordonnées de LC1 sur papier bilog.).
- 2- Placer CS sur A3 correspondant (selon γ_2/γ_1 et γ_3) en plaçant LC1 sur l'origine de A3 (axes parallèles). Déterminer e_2/e_1 par extrapolation, puis e_2 . Si à e_2/γ_1 expérimental ne correspond aucun A3 précalculé, on utilise le principe d'équivalence selon lequel le produit $\frac{\gamma_2}{\gamma_1} \times \frac{e_2}{e_1}$ (cas Q ou K) ou le rapport $\frac{\gamma_2}{\gamma_1} : \frac{e_2}{e_1}$ (cas H ou A) reste constant dans un intervalle de valeurs $\frac{\gamma_2}{\gamma_1}$ et $\frac{e_2}{e_1}$ donné.
- 3- Superposer CS et Ax correspondant (.K, A, H, ou Q) en plaçant LC1 sur l'origine de l'abaque. Marquer LC 2 au point de coordonnées γ_2/γ_1 et e_2/e_1 . Déterminer γ_{12} et e_{12} (coordonnées de LC2 sur papier bilog.).
- 1-Superposer CS et A2 correspondant ($\gamma_3 > \gamma_{12}$ ou $\gamma_3 < \gamma_{12}$), LC2 sur l'origine de A2. Déterminer γ_3/γ_{12} puis γ_3 .
- 2- Déterminer e_3/e_{12} .
- 3- Marquer LC3. Déterminer γ_{123} et e_{123} .
- 1-etc....

b) Méthode "B.R.G.M." (inédite)

- Graphes utilisés (module 62,5mm) :
 - . Une courbe de sondage CS sur calque.
 - . Un abaque de courbes "2 terrains" précalculées A2 (modèle C.G.G.).
 - . Des abaques "auxiliaires" Ax (Modèles CAGNARD pour $\gamma_3 = 0, \gamma_3 = \gamma_1, \gamma_3 = \infty$).

- Dépouillement :

- 1-En déplaçant CS sur A2 correspondants ($\gamma_2 > \gamma_1$ ou $\gamma_2 < \gamma_1$), en conservant les axes parallèles, implanter LC1 puis LC 2, etc.. Déterminer $\gamma_2/\gamma_1, \gamma_3/\gamma_{12}$, etc... puis sur papier bilog. (γ_1, e_1), (γ_2, e_2), etc... puis e_1 et $\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3$, etc ...
- 2-Placer CS sur Ax correspondant (selon valeur de γ_3), LC1 sur l'origine de A3. Tracer la courbe e_2/e_1 , passant par LC2. Celle-ci va recouper l'axe AB/2 en un point dont l'abscisse, lue sur papier bilog., correspond à la somme des épaisseurs $e_1 + e_2$.
- 2-Procéder de la même façon en plaçant LC2 sur l'origine de A3 (axes parallèles) correspondant. Déterminer $e_1 + e_2 + e_3$.
- 2-etc ...

c) Méthode de KOEFOED (1960)

- Graphes utilisés (module 62,5 mm) :
 - . Une courbe de sondage CS sur calque.
 - . Un abaque de courbes "2 terrains" précalculées A2 (modèle C.G.G.).
 - . Un abaque "auxiliaire" Ax permettant de placer les lieux de croix (modèle "CAGNARD généralisé" calculé par KOEFOED).
- Dépouillement :
 - 1-Placer CS sur A2 correspondant ($\gamma_2 > \gamma_1$ ou $\gamma_2 < \gamma_1$) et implanter LC1 sur l'origine de A2 (axes parallèles). Déterminer γ_2/γ_1 , puis γ_2 et γ_1, e_1 .
 - 2-Placer CS sur Ax (axes parallèles), LC1 sur l'origine de Ax. Tracer sur le calque la courbe γ_2/γ_1 .
 - 3-Superposer CS et A2. Déplacer l'origine de A2 le long de la courbe γ_2/γ_1 tracée sur le calque (en gardant les axes parallèles). jusqu'à ce que la 2^e partie de la courbe expérimentale se superpose avec une courbe de A2. Dans cette position, implanter LC2 à l'emplacement de l'origine de A2 (sur la courbe γ_2/γ_1). Tracer sur le calque γ_3/γ_{12} . Déterminer γ_{12} et e_{12} sur papier bilog. (coordonnées de LC2), puis γ_3 .
 - 4-Placer CS sur Ax, LC1 sur l'origine de Ax (axes parallèles). Déterminer e_3/e_{12} (en utilisant éventuellement le principe d'équivalence cité plus haut), puis e_2 .
 - 3-Superposer CS et A2. Implanter LC3. Tracer γ_4/γ_{123} . Déterminer γ_{123} et e_{123} (coordonnées de LC3), puis γ_4 .
 - 4-Placer CS sur Ax, LC2 sur l'origine de Ax. Déterminer e_3/e_{12} puis e_3 .
 - 3-etc....

2) COMPARAISON DES DIFFERENTES METHODES

V

1.	K	M	B	3.	K	M	B	5.	K	M	B	12.	K	M	B			
0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -			
C	42	42	42	C	250	250	250	C	115	115	115	C	29	29	29			
0,7-	0,7-	0,7-	0,7-	0,8-	0,8-	0,8-	0,8-	0,7-	0,7-	0,7-	0,7-	0,7-	0,6-	0,6-	0,6-			
A	21	20	21	A	23	20	20	A	14	12	12	A	14	15	15			
5,1-	5,6-	6,2-	4,2-	7,7-	7,9-	6,5-	5,7-	4 -	4,7-	2,8-	4,9-	4,6-	4,5-	3,2-	1,8-			
>7	75	70	82	>10	CA	101	96	100	>7	S	39	39	40	>5	S	53	60	68

16.	K	M	B	17.	K	M	B	20.	K	M	B	18.	K	M	B		
0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -		
C	17	17	17	C	33	33	33	C	35	35	35	C	34	34	34		
0,8-	0,9-	0,9-	0,9-	1 -	1 -	1 -	1 -	1,2-	1,1-	1,1-	1,1-	0,7-	0,7-	0,7-	0,7-		
A	25	23	27	SC	14	14	15	S	50	53	53	S	79	79	79		
6,6-	7,6-	3,4-	10,3-	2 -	2,8-	3 -	3,2-	4,1-	4,9-	7 -	5 -	8,6-	9,3-	9,6-	10,4-		
>8	S	38	40	46	A	25	29	35	A	33	27	30	A	21	20	25	
				9,1-	8,4-	10,5-	11 -	8,3-	7,9-	13 -	9,1-	>10					
				>10	SC	38	42	48	>10	S	58	56	60				

24.	K	M	B	25.	K	M	B	
0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	0 -	
C	39	39	39	C	50	50	50	
0,9-	1 -	1 -	1 -	0,8-	0,8-	0,8-	0,8-	
S	79	80	80	SC	80	80	80	
3 -	3 -	4,1-	3,4-	3,6-	3,6-	2,2-	4,1-	
A	26	28	28	A	10	11	11	
14,1-	15,2-	17 -	12,2-	8,7-	9,8-	7,7-	10,3-	
15	S	46	53	50	SC	75	78	83

CODE DES COUPES GEOLOGIQUES: K: KOEFOED M: B.R.G.M. B: BHATTACHARYA et PATRA

METHODES

C: sol de couverture
A: argile ou marne
S: sable
SC: sables et conglomérats
CA: conglomérat altéré

Profondeurs en mètres, résistivités en ohms.mètres

La localisation des sondages est indiquée dans la carte de documentation (en annexe III)

COMPARAISON DES RESULTATS FOURNIS PAR TROIS METHODES D'INTERPRETATION DES SONDAGES ELECTRIQUES AVEC LA COUPE GEOLOGIQUE REELLE DES TERRAINS (d'après forage ou affleurement proche)

La figure ci-dessus présente, en regard de la coupe géologique du terrain, les valeurs de résistivité et d'épaisseur déterminées en employant chacune des trois méthodes.

Il apparaît que dans la majorité des cas, c'est la méthode de KOEFOED qui fournit la valeur d'épaisseur la plus rapprochée de la valeur réelle. Lorsqu'il n'en est pas ainsi, les valeurs obtenues par cette méthode restent néanmoins assez proches des valeurs réelles.

Quelques observations nous ont été suggérées par la pratique des différentes méthodes;

- Dans les cas idéaux où l'épaisseur du terrain d'ordre n est grande devant celle du terrain d'ordre n-1, les trois méthodes donnent des résultats semblables.
- Quelque soit la méthode employée, les valeurs obtenues pour les épaisseurs des terrains en-dessous de la deuxième couche sont assez incertaines (pour les types de terrains rencontrés à Dcnay).
- Au delà du premier terrain, la méthode de BHATTACHARYA et PATRA fournit des valeurs très erronées lorsque ϵ_2/ϵ_1 devient trop grand.
- La méthode du B.R.G.M. fournit des résultats très imprécis lorsque l'épaisseur du troisième terrain est faible ou lorsque la résistivité du quatrième terrain est très différente de celle du troisième.

Pour l'interprétation graphique des problèmes tricouches ou multicouches, la justesse des résultats dépend de la façon dont sont implantés les lieux de crois (points dont les coordonnées sur le graphe expérimental sont la résistivité et l'épaisseur "équivalentes"). Dans la méthode de KOEFOED, ces points sont déterminés à l'aide d'un abaque des points auxiliaires établi de façon particulière. Cet auteur a en effet repris toutes les courbes "3terrains" précalculées et a dessiné les lieux de crois correspondant à plusieurs valeurs de γ_3 , pour des couples (γ_1, ϵ_1) et (γ_2, ϵ_2) fixes. Il a obtenu à chaque fois deux nuages de points se recoupant. Le premier correspondant à tous les cas $\gamma_3 > \gamma_2$, le second à tous les cas $\gamma_3 < \gamma_2$. Le point d'intersection représente l'implantation la plus juste du lieu de crois quelle que soit la valeur de γ_3 . C'est donc la façon dont a été réalisée l'abaque synthétique des points auxiliaires de KOEFOED et la manière de l'utiliser qui font l'intérêt de cette méthode.

BIBLIOGRAPHIE

-BERTRAND Y. (1967) "La prospection électrique appliquée aux problèmes des Ponts et Chaussées". Bull. Liais. Lab. Rout P. et Ch. Spécial i, 172 p.

-BHATTACHARYA P.K. et PATRA H.P. (1968) "Direct current geoelectric sounding. Principles and interpretation." Elsevier Ed. Amsterdam, X - 135 p.

-COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE (1965). "Master curves for electrical sounding". Comm. à la 8^e réunion de l'E.A.E.G., La Hague.

-DUFFAUT P. (1966). "Possibilités et limitations des procédés géophysiques appliqués au Génie Civil" Soc Suis. Mec. Sols et Trav. Fond, Réunion d'Automne à Berne, 4 Novembre 1966.

-KOEFOED O. (1960). A generalized Cagniard graph for the interpretation of geoelectrical sounding data. "Geophysical Prospecting", VIII, 3, pp 459-469.

tel-00574890, version 1 - 9 Mar 2011

ANNEXE III

COUPES DES SONDAGES ET CARTE DE DOCUMENTATION

CODE DES COUPES DE SONDAGES :

A : argile AC : argile caillouteuse SC : sables et conglomérats FC : Formation de Chambaran C : sol de couverture
 Al : argile limoneuse S : sable CS : conglomérat sain CA : conglomérat altéré

Profondeurs en mètres

SONDAGES ELECTRIQUES

1. 0-0,7 C -5,6 A - ? S	2. 0-0,5 C -4,2 A -19,9 SC - ? A	3. 0-0,8 C -7,9 A - ? CA	4. 0-0,6 C -3,6 A - ? SC	5. 0-0,7 C -4,7 A - ? S	6. 0-0,6 C -6,6 A - ? S	7. 0-0,9 C -3 CS -14,2 A - ? SC	8. 0-0,6 C -9,3 A - ? SC	9. 0-0,5 C -2,2 A -15,8 SC - ? A
10. 0-0,6 C -1,7 CS - ? A	11. 0-0,8 C -2,7 SC -14,7 A - ? S	12. 0-0,6 C -4,3 A - ? S	13. 0-0,6 C -6 SC -23,2 A - ? SC	14. 0-0,7 C -3,7 CS -9,9 A - ? SC	15. 0-0,3 C - ? CA	16. 0-0,8 C -7,6 A - ? S	17. 0-1 C -2,8 SC -8,4 A - ? SC	18. 0-0,7 C -9,2 S - ? A
19. 0-1 C -3,7 SC -6,2 A - ? SC	20. 0-1,2 C -4,9 S -7,9 A - ? S	21. 0-0,5 C -1,6 A - ? CS	22. 0-0,8 C -18,8 FC - ? A	23. 0-0,5 C -1,5 A -8,7 S -15,3 A - ? S	24. 0-0,9 C -3 S -14,1 A - ? S	25. 0-0,8 C -3,6 SC -9,8 A - ? SC	26. 0-0,9 C -4,1 FC -12,2 A - ? CA	27. 0-0,6 C -2,7 A - ? SC
28. 0-0,7 C -13,2 A - ? SC	29. 0-0,4 C -5,5 S - ? FC	30. 0-0,4 C -2,5 A -10,6 S - ? A	31. 0-0,8 C -12 A - ? S	32. 0-0,7 C -1,8 A -7 S - ? A	33. 0-0,3 C -3,3 A - ? CA	34. 0-0,3 C -1 A - ? S	35. 0-0,6 C - ? FC	36. 0-0,9 C -8,9 FC - ? A
37. 0-0,8 C -5 CA -11,5 A - ? SC	38. 0-0,7 C -4,8 A - ? SC	39. 0-1 C -3,1 A - ? SC	40. 0-1 C -4,6 A -17,8 SC - ? A	41. 0-0,7 C -2,8 A - ? S	42. 0-0,8 C -4,1 A -14,3 S - ? A	43. 0-1,1 C -11,8 SC -15,3 A - ? S	44. 0-0,6 C -9,2 A - ? S	45. 0-0,6 C -1,9 SC -5,2 A - ? SC
46. 0-0,5 C -4,7 S -8,4 A - ? S	47. 0-1,1 C -8,2 A - ? CA	48. 0-0,2 C -5,9 A - ? SC	49. 0-0,6 C -5,4 A - ? S	50. 0-0,2 C -2,5 A - ? S	51. 0-1,1 C -3,8 A - ? SC	52. 0-0,8 C -3,9 A - ? S	53. 0-0,6 C -7,9 FC - ? A	

SONDAGES A LA TARTIERE

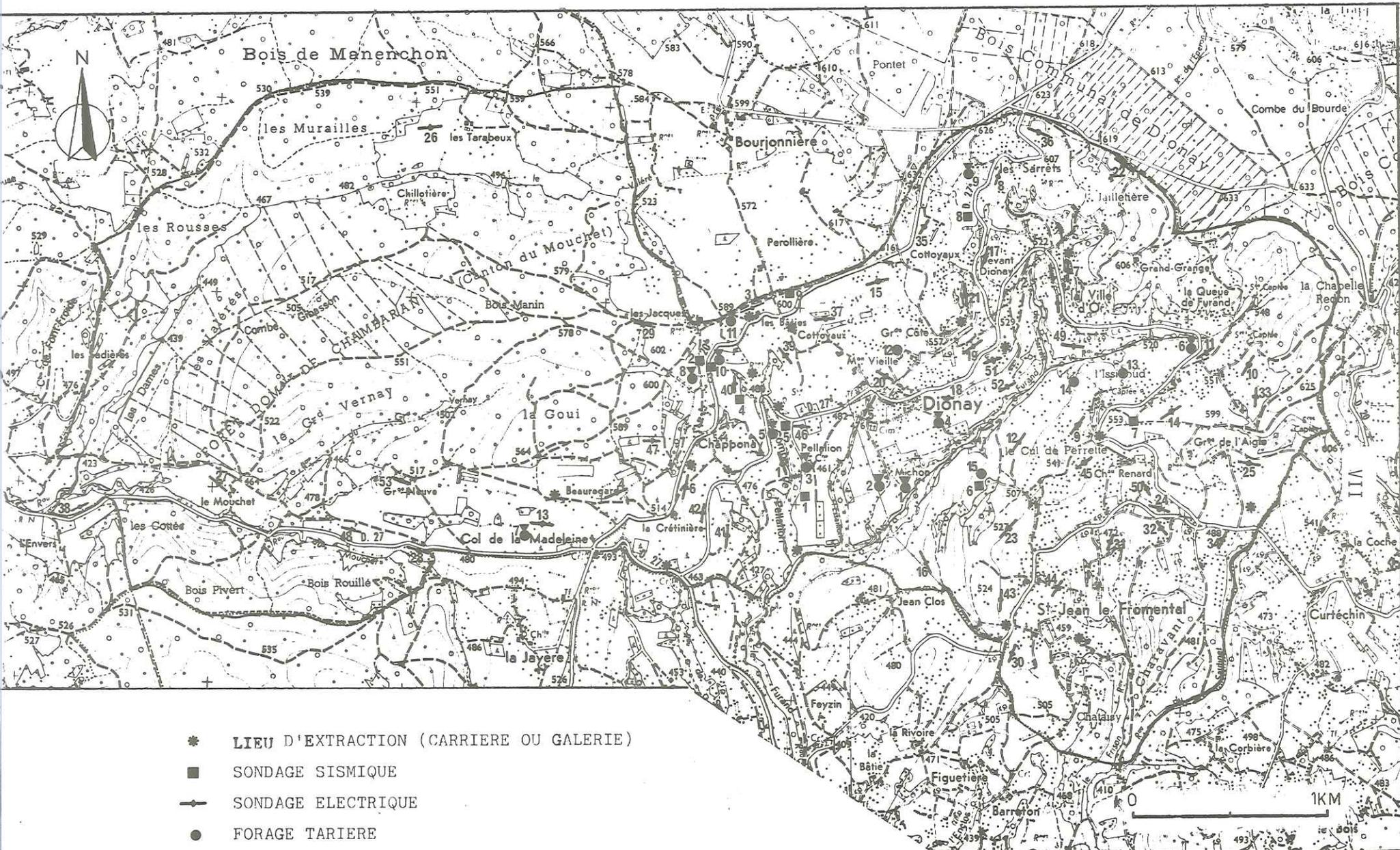
1. 0-0,6 C -2,6 A -3 AL >3,8 S	2. 0-0,7 C -3,5 AL -3,8 A -4,1 AL >5,4 A	3. 0-0,6 C -1,2 AC >5,3 A	4. 0-0,8 C -1,2 AC -2,2 A -3,5 AC -4,6 A >5,2 S	5. 0-0,7 C >5,1 A	6. 0-0,7 C -2,5 AL -4,4 AC -4,8 AL >5,7 A	7. 0-0,9 C -1,9 A >4,7 AC	8. 0-0,4 C >5,3 A	9. 0-0,6 C -2,3 AC >7 A
10. 0-0,5 C -1,2 AC -3,9 A -4,2 AL -4,8 A -5,2 AL -9,2 A >10 SC	11. 0-0,5 C -1,7 AL -2 A -2,6 S -2,9 AL -3,8 A -4,1 AL -7,6 A -7,9 AL >10 A	12. 0-1 C -4,5 A -9,4 S >9,8 A	13. 0-0,7 C -3 AC -6,7 SC -8 AL -8,6 SC >11,5 A	14. 0-0,5 C -3,1 A >8,3 S	15. 0-0,3 C -0,6 A >9,5 S			

SONDAGES SISMIQUES

1. 0-0,6 C - ? A	2. 0-0,2 C - ? CA	3. 0-0,5 C - ? A	4. 0-0,8 C - ? SC	5. 0-0,4 C - ? A	6. 0-0,7 C -0,9 S - ? A	7. 0-0,6 C - ? CS	8. 0-0,7 C - ? CA	9. 0-0,8 C -8,2 A - ? CA
---------------------	----------------------	---------------------	----------------------	---------------------	-------------------------------	----------------------	----------------------	--------------------------------

De nombreuses données concernant l'ensemble du Plateau de Chambaran ont été tirées d'études sismiques de préreconnaissance réalisées par la Compagnie Générale de Géophysique pour le compte de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine (archivage S.N.E.A.P., Pau). Nous avons repris essentiellement les résultats des "carottages V.T." (tirs à 30 ou 40 mètres de profondeur, exécutés pour déterminer la célérité sismique des couches superficielles avant la réalisation des grands profils). Ces études ont été menées de mars à août 1962.

tel-00574890, version 1 - 9 Mar 2011



- * LIEU D'EXTRACTION (CARRIERE OU GALERIE)
- SONDAGE SISMIQUE
- SONDAGE ELECTRIQUE
- FORAGE TARIERE
- ♣ FORAGE TARIERE AVEC ESSAIS SCISSOMETRIQUES

CARTE DE DOCUMENTATION



Bois Communale de Dionay

Bourjonniere

Pontet

la Trappe

Perolliere

les Sarrets

Combe du Bourde

Cottoyaux

Jailleiere

Bois Co

Devant Dionay

Grand-Grange

la Chapelle Redon

les Jacques

les Baties

Gr. Core

la Ville d'Or

la Queue de l'urand

la

Cottoyaux

Mon Vieille

Dionay

l'Issiboud

Captee

589

Chapponay

Pellalion

Michon

le Cal de Perrette

Chau Renard

Gr. de l'Aigle

Captee

ard

la Cretniere

Peranton

ISSALION

507

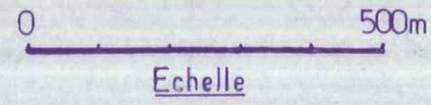
541

488

la Coche

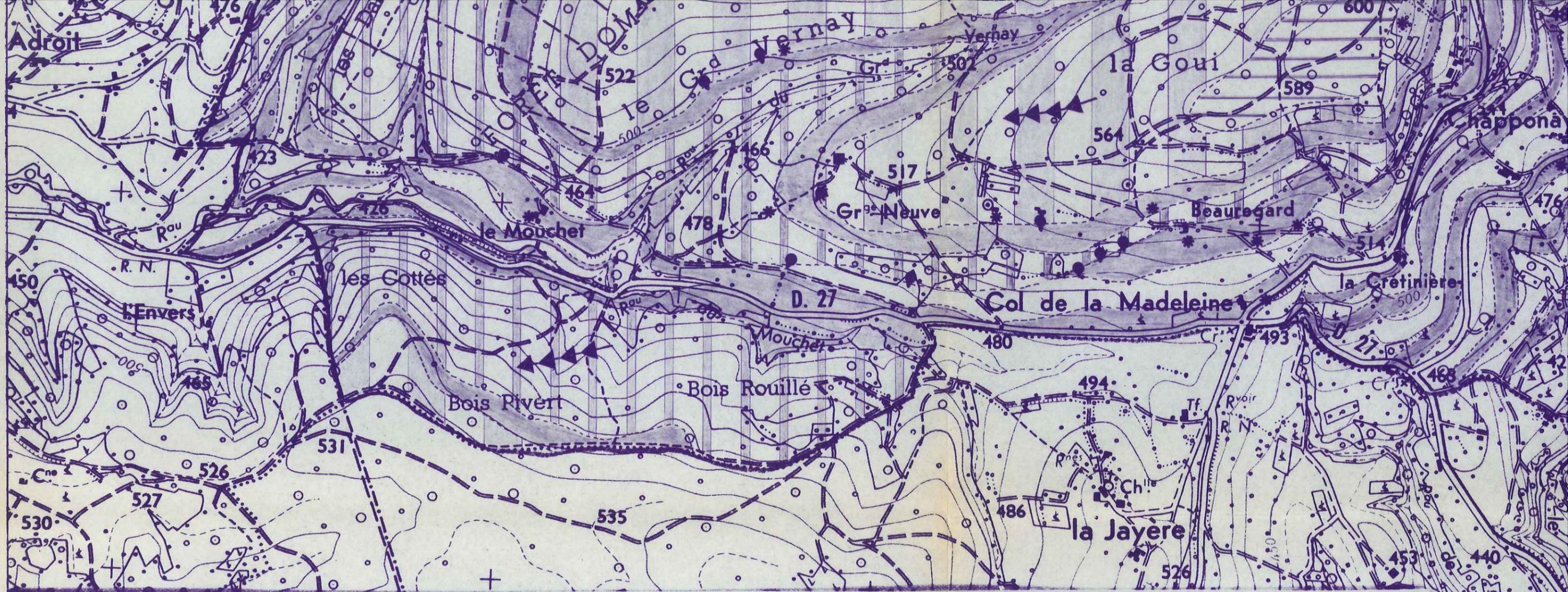


enne
à la surface du sol
t des nappes
ue observé
ue interprété ou imprécis



CARTE HYDROGÉOLOGIQUE

Commune de Dionay (Isère)



LÉGENDE DES FIGURÉS		TYPE DE MAPPE	ÉCOULEMENT	INFILTRATION	QUALITÉ DES EAUX		
					pH	Minéralisation	Vulnérabilité
FORMATIONS AQUIFÈRES	Conglomérats fluviaux 	permanente	Lent	Rapide	# 7,2	Résistivité: 2300 à 3500 Ω.cm Bicarbonatées calciques	Très faible
	Formation de Chambaran 	permanente	Généralement lent plus rapide au niveau de chenaux sableux	Généralement lente plus rapide au niveau d'entonnoirs de suffosion	# 6,5	Résistivité: 6000 à 13000 Ω.cm Sodiques et potassiques	Contamination après de fortes pluies dans les zones non boisées
	Sables littoraux et continentaux 	temporaire	Lent Drainage par d'éventu- elles lentilles caillouteuses	Assez rapide	# 7,3	Résistivité: 2000 à 3000 Ω.cm Bicarbonatées calciques	Faible
F. AQUICLUDE	Argiles et marnes lacustres 		Très lent	Lente			

HYDROLOGIE DE SURFACE

- Source pérenne
- Source non pérenne
- Captage
- Stagnation d'eau à la surface du sol
- Sens d'écoulement des nappes
- Contour géologique observé
- Contour géologique interprété ou imprécis

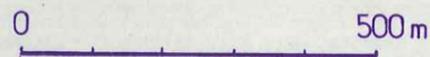




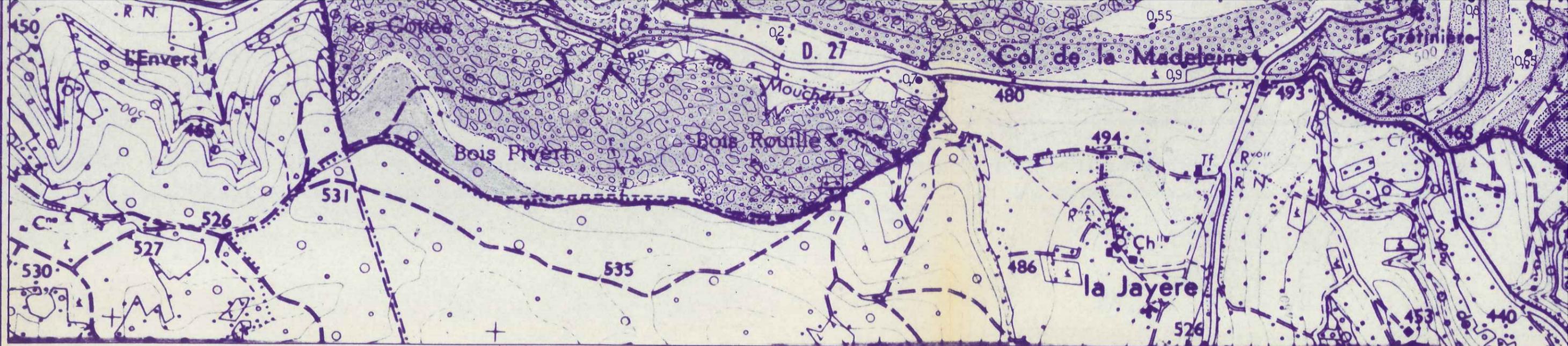
OTECHNIQUE

(Isère)

Echelle



	CARACTÈRES GÉOTECHNIQUES (DU MATÉRIAU NON ALTÉRÉ)									SYMBOLE L.C.P.C.	UTILISATION					
	Compacité	Consistance	Plasticité	Frotte ^t interne	Cohésion	Compressibilité	Sensibilité		Argiles Gonflantes		L.C.P.C.	fondations	granulats	filtre	construction	Tuiles
							au gel	à la sécheresse								
supérieures	élevée	consistantes	moyenne	faible	cohérentes	faible	oui	Fentes en surface	peu	A.p. L.p. O.p. A.f. L.f. O.f.	oui				oui	
	Poreux	—	—	fort	faible	faible	oui	—	—	S.L.	oui	(après lavage)	oui			
	Poreux	—	—	fort	légère	faible	oui	Léger retrait	—	S.L.	oui	(phyllites)				
	Poreux			fort	légère	faible	oui	Léger retrait	—	S.L. + G.L.	oui	(phyllites)	oui			
m	Perméables	—	—	fort	faible	faible	oui	—	—	G.m. G.L.	oui	(grossiers)				
tion)	Argile rouge consistante, à plasticité assez forte, cohérente					?	oui	Fentes en surface	non	G.A.	oui				(galets)	
	Poreux	—	?	moyen	faible	?	oui	—	—	L.p.						
	Perméables	—	—	fort	faible	faible	oui	—	—	G.m.		(grossiers)				
	faible	?	variable	variable	faible	élevée	oui	variable	très peu	Variable						



CARTE GÉOLOGIQUE ET GÉOTECHNIQUE

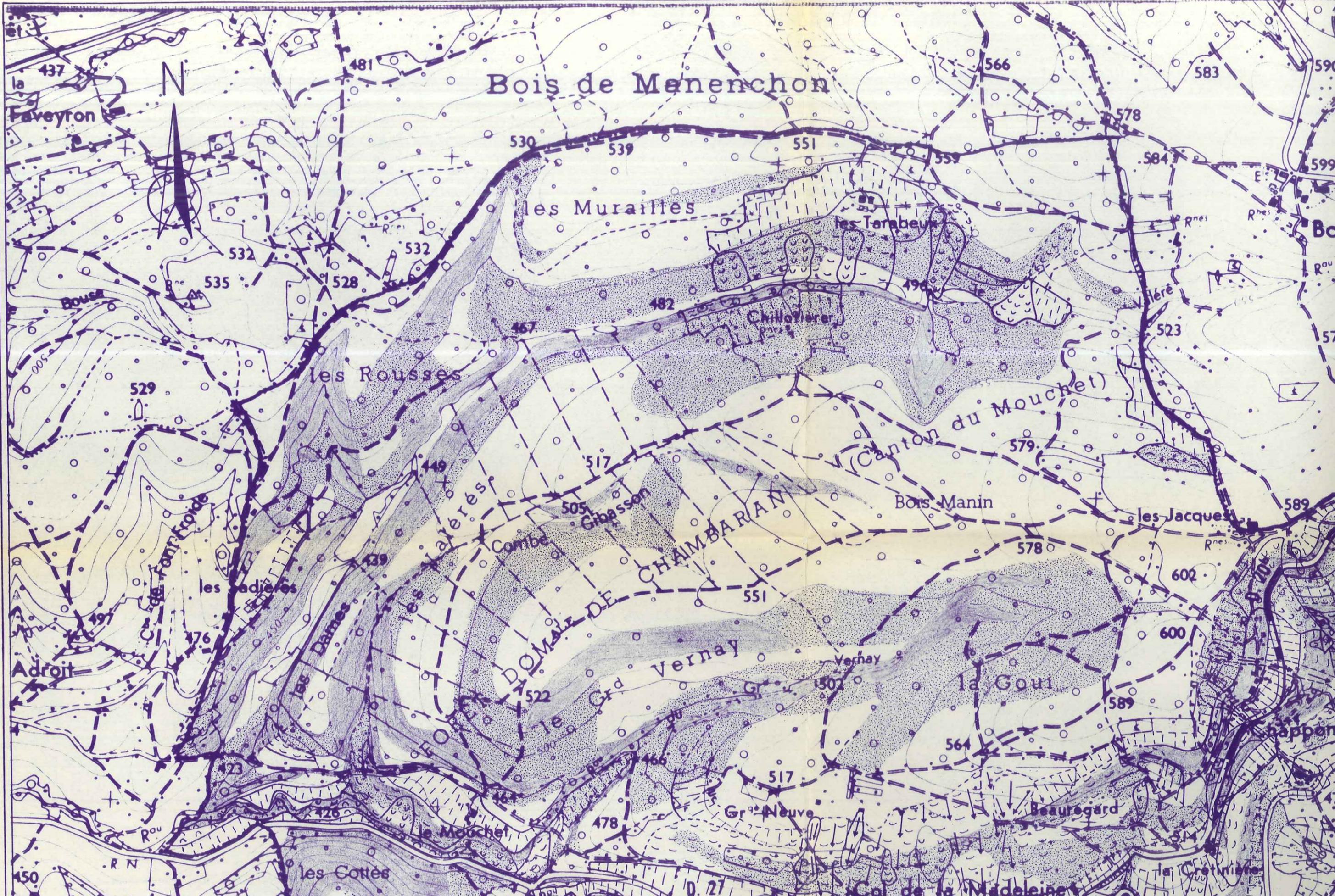
Commune de Dionay (Isère)

- 0,5m Epaisseur du sol de couverture (sondage mécanique ou géophysique)
- ~ Contour géologique observé
- - - Contour géologique interprété ou imprécis
- + Pendage horizontal
- ∠₃ Pendage de couche avec valeur en degrés (déduit du tracé des contours géologiques)

Echelle 0

LÉGENDE DES FIGURÉS

FIGURÉS	FORMATIONS	HÉTÉROGÉNÉITÉS		DISCONTINUITÉS PERMANENTES		ALTÉRATION	Compacité	Consistance
		indurations en grès	lentilles	litage	fissuration			
	Marnes et argiles lacustres		sablo-limoneuses (2 couches supérieures)	léger, plan	en surface	au toit des couches et pour les 3 couches supérieures	élevée	consistante
	Sables littoraux	oui	graveleuses	entrecroisé (plan incliné)	—	—	Poreux	—
	Sables continentaux	—	—	entrecroisé	en surface	—	Poreux	—
	Sables continentaux et conglomérats fluviatiles	oui	conglomératiques	entrecroisé	en surface	—	Poreux	—
	Conglomérats fluviatiles	locales	sableuses	entrecroisé	—	Partie supérieure altérée per descenssum	Perméables	—
	"Glaises à galets" (Formation de Hambaran)		(henaux, passées sableuses locales)	—	—	(croissante de bas en haut (résidu d'altération))	Argile rouge consistante	
	Limons jaunes (ancien loess)	—	—	—	—	Riche en oxyde et hydroxyde de fer	Poreux	—
	Conglomérats deltaïques ("du Sautinet")	—	sableuses rares	entrecroisé	—	—	Perméables	—
	Sols de couverture		Granulométrie très variable	—	—	forte par définition	faible	?



Bois de Manenchon

N

Faveyron

Adroit

L'Envers

les Murailles

les Tarabeux

Chilloiers

les Rousses

Bois Manin

Combe Gibasson

LE DOMAINE DE CHAMBARAN

le Grd Vernay

la Gouli

Gr^e Neuve

Beau regard

les Cottés

Col de la Madeleine

la Crétinière

437

481

566

583

590

532

532

530

539

551

559

578

584

599

535

528

482

496

523

572

529

449

517

505

579

589

les Dames

les Laxères

Combe Gibasson

Bois Manin

les Jacques

497

476

439

551

578

602

600

450

R.N.

les Cottés

478

517

502

564

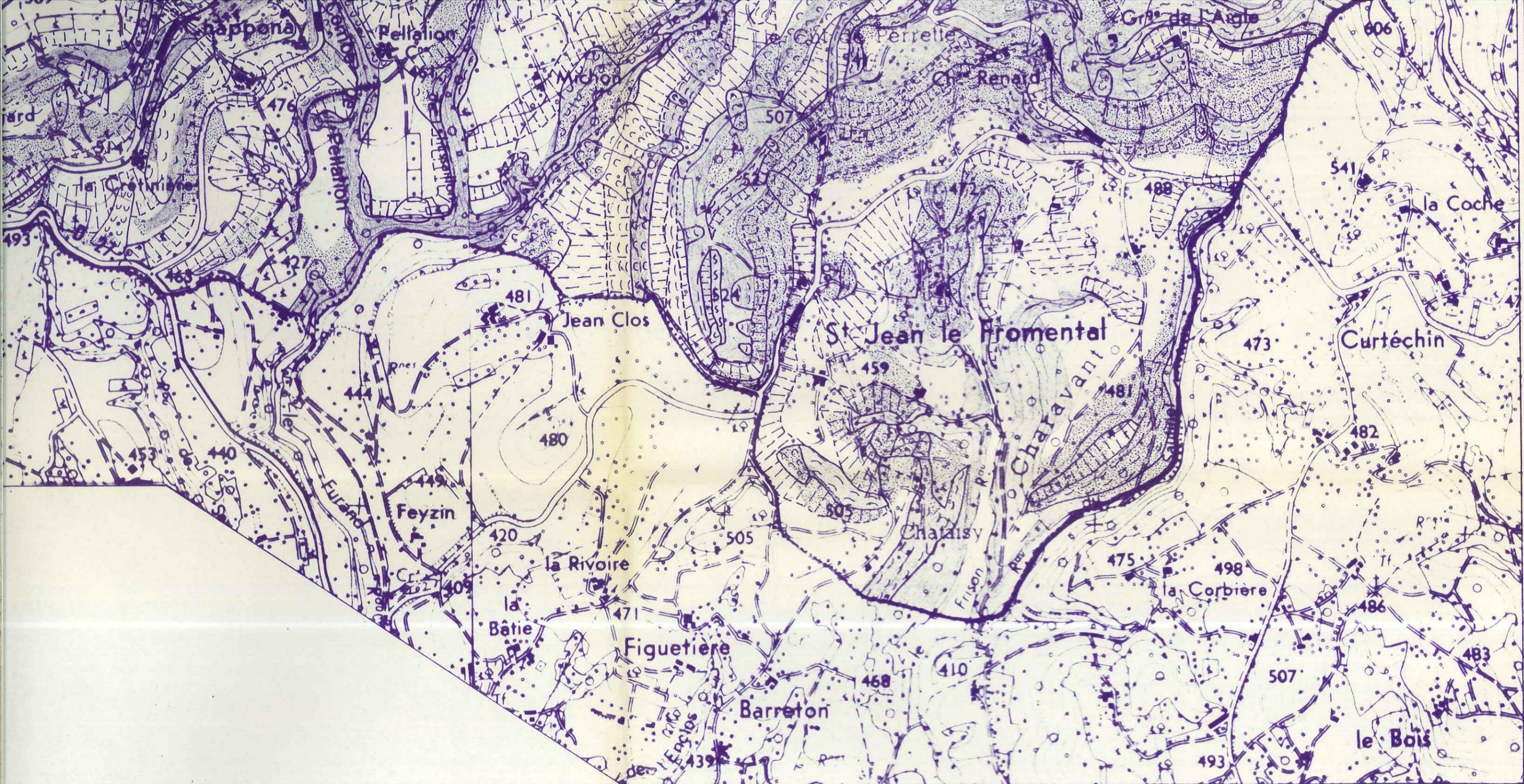
589

476

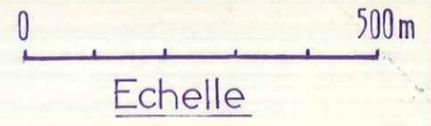
D. 27

Col de la Madeleine

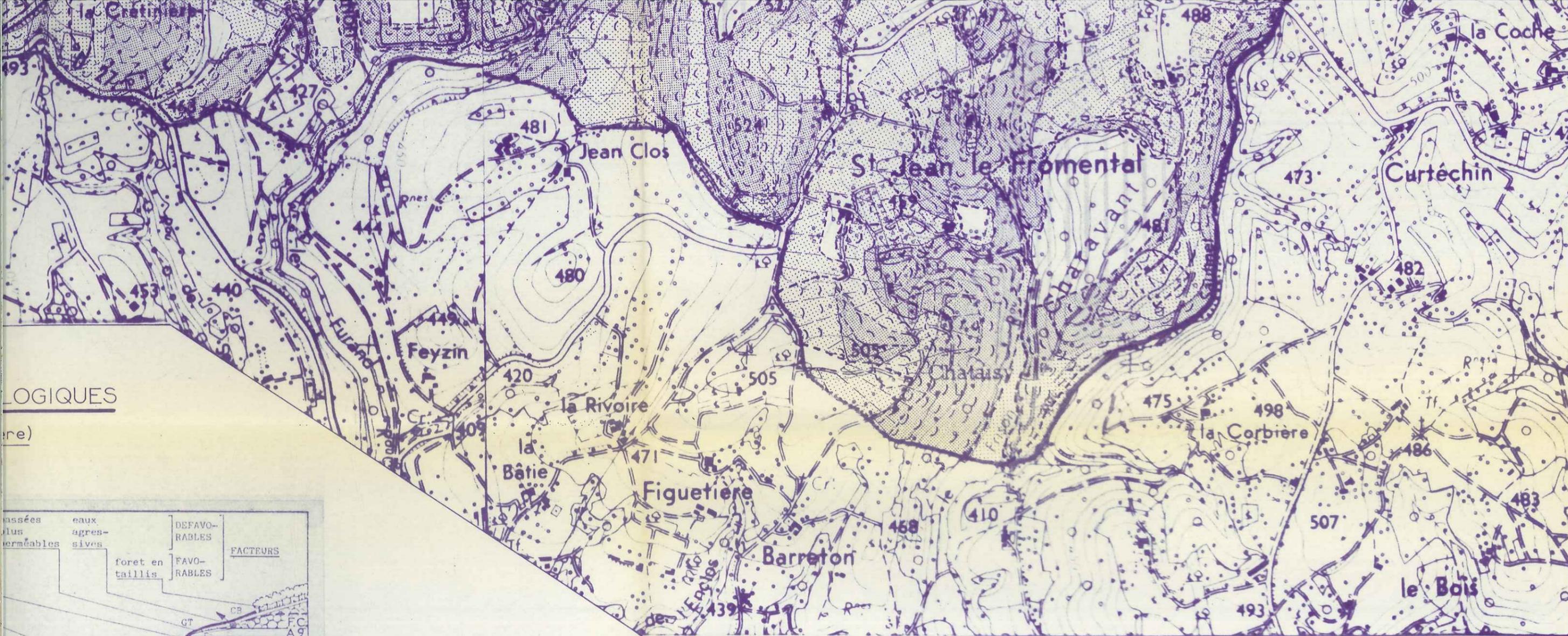
la Crétinière



- Pentes inférieures à 10°
- Pentes comprises entre 10 et 20°
- Pentes supérieures à 20°

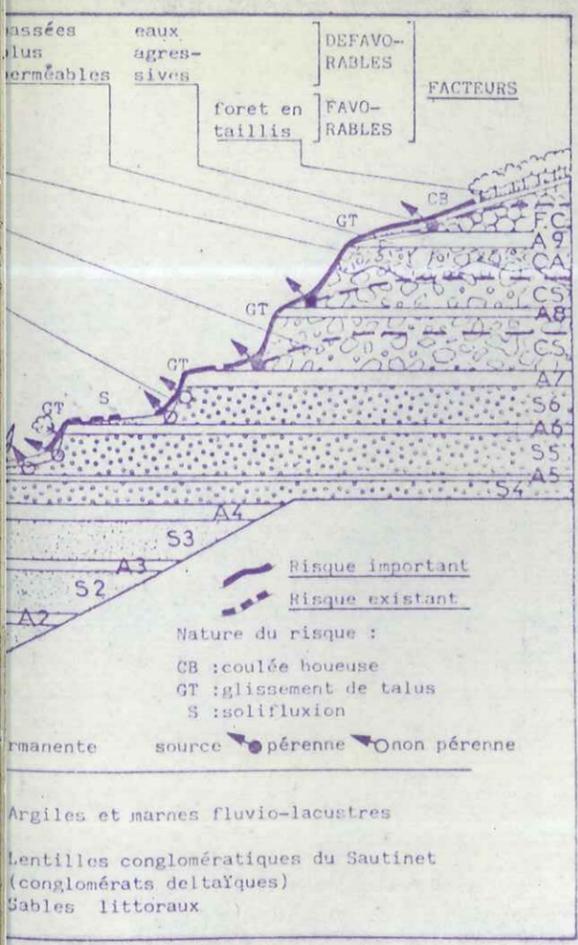


CARTE DES INSTABILITÉS ET
DES PENTES
Commune de Dionay (Isère)

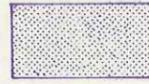
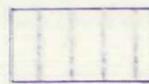


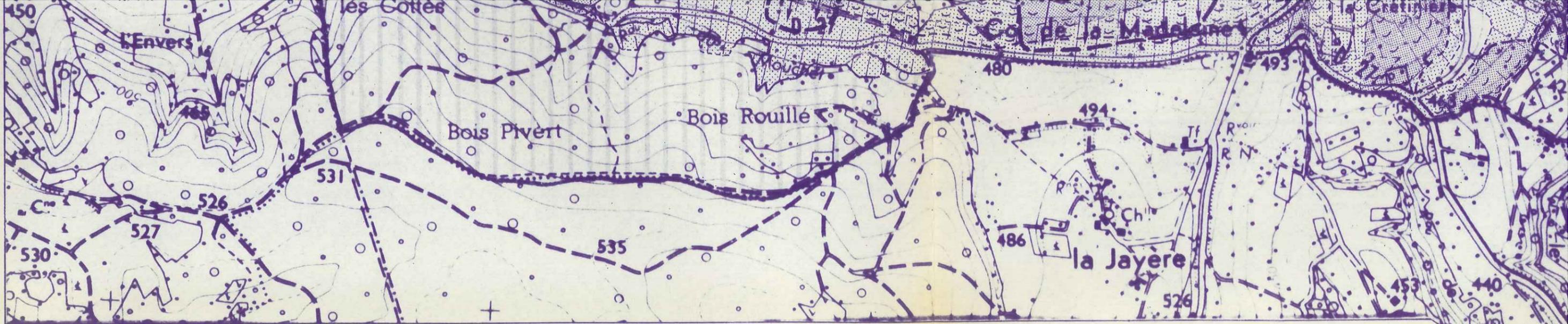
LOGIQUES

(re)



INTENSITÉ DU RISQUE ET RECOMMANDATIONS

  	<p>RISQUE IMPORTANT : Zone où toute construction est déconseillée.</p> <p>RISQUE EXISTANT : Zone constructible moyennant certaines précautions et protections.</p> <p>RISQUE NUL À PRIORI : Zone constructible sans autres précautions que celles dictées par les règles de l'art.</p>	<p>Etudes spécifiques complémentaires avant tout aménagement.</p>	 <p>ZONE BOISÉE : Intensité du risque inconnue à priori</p> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; margin-top: 10px;"> <p>TRAIT PLEIN : limite sûre TIRETS : limite supposée</p> </div>
--	---	---	---

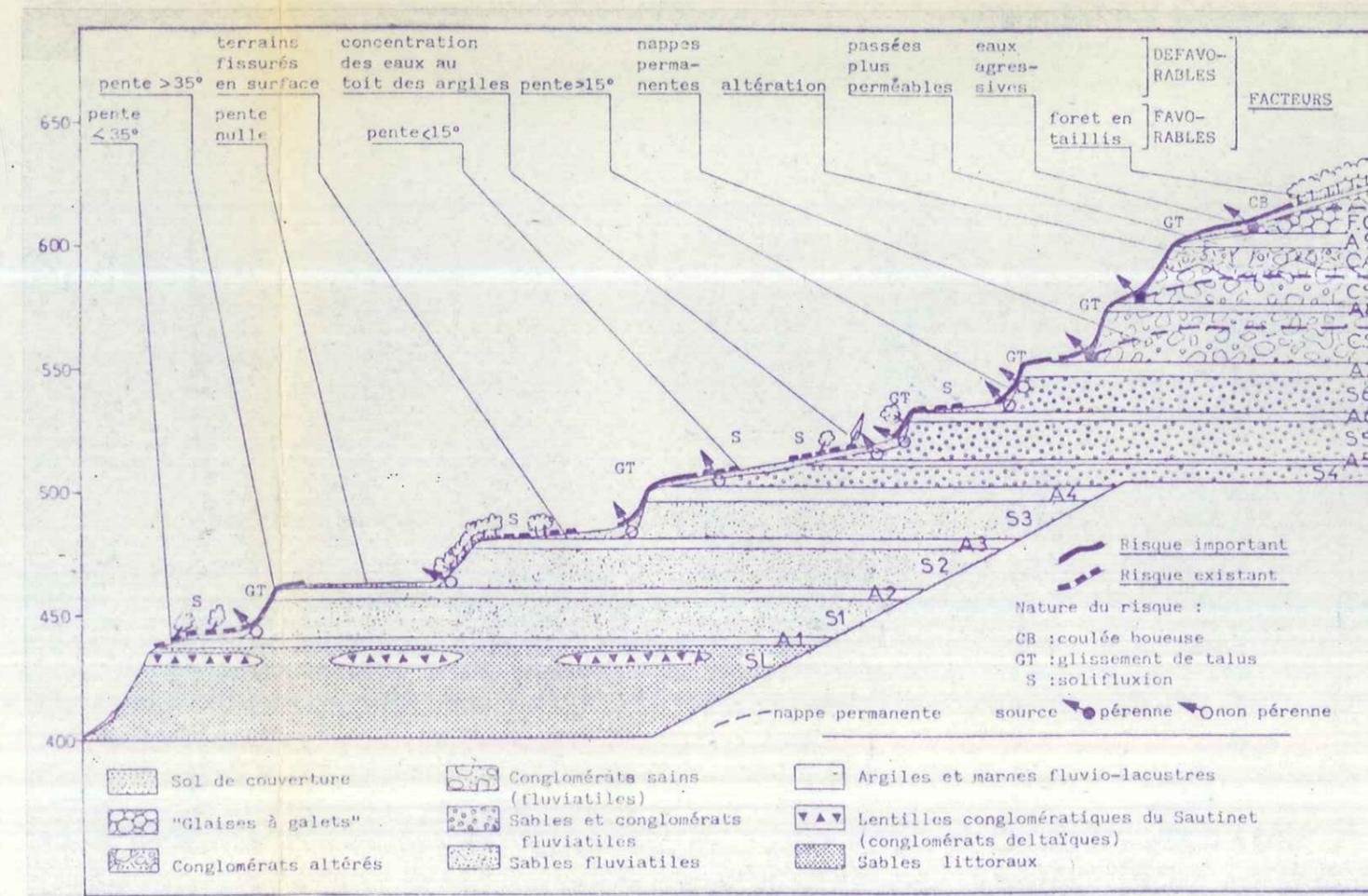


CARTE DES RISQUES GEOLOGIQUES

Commune de Dionay (Isère)

TYPE D'INSTABILITÉ	PROBABILITÉ D'APPARITION	CONSÉQUENCES	INTENSITÉ DU RISQUE
SOLIFLUXION 	Forte: Instabilité déclarée en général	Importantes au niveau équipement Très faibles au niveau humain	
GLISSEMENTS SUPERFICIELS 	Faible ou forte	Importantes au niveau équipement et humain (Fort volume en mouvement sur une forte pente)	
	Faible ou forte	Modérées au niveau équipement et humain (Faible volume en mouvement sur une faible pente)	
COULÉES BOUEUSES 	Égale en tout point des zones d'extension possible	Importantes au niveau humain et équipement (trajet des coulées)	
		Modérées au niveau humain et équipement (épanchage des coulées)	
Aucun indice d'instabilité décelé Pas de facteur déterminant d'instabilité			

RISQUES ASSOCIÉS AUX DIVERS TYPES D'INSTABILITÉ



RÉPARTITION DES ZONES DE RISQUE (SUR UNE COUPE SCHEMATIQUE)