

# Sommaire

Bibliothèque  
Henri VILLAT

01/10/02

REVUE  
FRANÇAISE  
DE  
GÉOTECHNIQUE  
N° 99  
2<sup>e</sup> trimestre 2002

Les lœss en France et dans le Nord-Ouest européen	3
<hr/>	
P. ANTOINE	
Prévention des risques d'effondrement de surface liés à la présence de cavités souterraines : une solution de renforcement par géosynthétique des remblais routiers et ferroviaires	23
<hr/>	
P. VILLARD, J.-P. GOURC, J.-C. BLIVET	
Typologie et modèles de glissements de terrain : exemples de sites des Pyrénées occidentales et centrales	35
<hr/>	
R. FABRE, TH. LEBOURG, B. CLÉMENT	
Altération du minerai de fer dans les mines abandonnées de Lorraine	49
<hr/>	
D. GRGIC, F. HOMAND, G. DAGALLIER	
Méthode d'évaluation quantitative de l'hétérogénéité de la fracturation dans les carrières souterraines de calcaire à astéries	61
<hr/>	
A. CEREPI, L. HUMBERT	
L'organisation du travail en géotechnique : développement, normalisation et artisanat	73
<hr/>	
J.-P. MAGNAN	
<i>Note technique</i> Optimisation hydrogéologique des fondations profondes. Intérêt des essais au micromoulinet	81
<hr/>	
G. MONNIER	

## CONSEIL DU COMITÉ DE LECTURE

La *Revue française de géotechnique* est une publication scientifique trimestrielle parrainée par les Comités français de mécanique des sols, de mécanique des roches, et de géologie de l'ingénieur, qui publie des articles et des notes techniques relevant de ces domaines. Des discussions sur les travaux publiés dans la revue sont également les bienvenues.

La *Revue française de géotechnique* se consacre à l'étude pluridisciplinaire des interactions entre l'activité humaine et le terrain naturel. Elle est donc particulièrement concernée par tout ce qui se rapporte à l'intégration de l'homme dans son environnement, dans une perspective de développement durable, ce qui inclut la prise en compte des risques naturels et anthropiques, ainsi que la fiabilité, la sécurité et la durabilité des ouvrages. Le terrain naturel intervient dans de nombreuses constructions, soit parce qu'il les porte (fondations), les constitue (remblais routiers, barrages, barrières étanches de confinement de déchets, soutènements) ou les contient (ouvrages souterrains, tunnels) ; on y extrait également de nombreuses ressources pour la production d'énergie et de matériaux et on y stocke des déchets divers.

Les terrains naturels sont des milieux complexes, spécifiques et de caractéristiques variables dans l'espace et dans le temps, composés de solides et de fluides qui y circulent ou les imprègnent. L'identification de leurs propriétés, en termes de comportement mécanique et hydraulique, est coûteuse, et donc nécessairement incomplète et incertaine. Les problèmes posés sont variés, et leur résolution engage la responsabilité de l'ingénieur. On peut citer en particulier : la conception, la construction et la maintenance d'ouvrages bâtis sur, dans ou avec le terrain, dans des sites urbains ou extra-urbains ; la stabilité de sites naturels ou construits ; l'étude de la circulation et de la qualité de l'eau souterraine ; l'exploitation des ressources naturelles...

Les instructions aux auteurs sont publiées dans le premier numéro de chaque année, disponibles sur demande, et accessibles sur le site Internet des trois comités ([www.geotechnique.org](http://www.geotechnique.org)).

Les manuscrits sont à envoyer en trois exemplaires (dont un original) et une disquette contenant le fichier à l'un des rédacteurs en chef :

Pierre DELAGE	Françoise HOMAND	Jean-Paul TISOT
ENPC-CERMES	École de géologie (ENSG)	École de géologie (ENSG)
6-8, av. Blaise-Pascal	BP 40	BP 40
77455 Marne-la-Vallée CEDEX 2	54500 Vandœuvre-lès-Nancy	54500 Vandœuvre-lès-Nancy

Toute proposition de publication est examinée par le Comité de lecture.

# REVUE FRANÇAISE DE GÉOTECHNIQUE

**Rédacteur en chef :** Pierre DELAGE (École nationale des ponts et chaussées)

**Co-rédacteurs en chef :** Françoise HOMAND, Jean-Paul TISOT (École de géologie de Nancy)

**Comité de lecture :** Gabriel AUVINET (UNAM, Mexico), Lucien BOURGUET (Hydrogéologue-expert), Bernard CAMBOU (École centrale de Lyon), Roger COJEAN (École des mines de Paris), Emmanuel DETOURNAY (University of Minnesota, USA), Jean-Louis DURVILLE (LCPC), Dominique FOURMAINTRAUX (Total Fina Elf), Alain GUILLOUX (Terrasol), Marc PANET (EEG-Simecsol), Aurèle PARRIAUX (École polytechnique fédérale de Lausanne, Suisse), Pierre VEZOLE (Eiffage), Gérard VOUILLE (École des mines de Paris)

Revue trimestrielle

Abonnement 2002 (numéros 98 à 101) franco : 113,50 €

Prix au numéro franco : 38 € (valable également pour les numéros anciens)

La revue est expédiée par avion dans les D.O.M.-T.O.M. et à l'étranger.

Sommaires des numéros anciens sur demande.

Presses de l'École nationale des ponts et chaussées

28, rue des Saints-Pères, 75007 Paris - Tél. : 01 44 58 27 40 – [presses.ponts@mail.enpc.fr](mailto:presses.ponts@mail.enpc.fr)

Impression : Corlet, Imprimeur, S.A. 14110 Condé-sur-Noireau.

N° d'imprimeur : 59090. Dépôt légal : septembre 2002.

**Presses** de l'école nationale des  
**Ponts et chaussées**

(©) 2002

Commission paritaire n° 60855

ISSN 0181 — 0529

*Les articles publiés dans cette revue n'engagent que la responsabilité de leurs auteurs. Tous droits de reproduction, de traduction et d'adaptation réservés pour tous pays.*

# Les lœss en France et dans le Nord-Ouest européen

**P. ANTOINE**

CNRS ESA 8018,  
Unité Stratigraphie  
et Paléoenvironnements  
quaternaires  
UFR de Géographie,  
Université des Sciences  
et Technologies de Lille  
avenue Paul-Langevin  
59655 Villeneuve-d'Ascq  
Cedex  
Pierre.Antoine@univ-lille1.fr

## Résumé

Les lœss sont des limons d'origine éolienne caractéristiques des environnements périglaciaires et des maxima glaciaires du Quaternaire (depuis 2,4 Ma). Ils se localisent essentiellement entre 30 et 60° de latitude Nord, en marge des grands inlandsis et des zones désertiques (Chine). Les alternances lœss-paléosols constituent des séquences lœssiques dont l'épaisseur, de l'ordre de 5 à 40 m en Europe occidentale et centrale, peut localement dépasser 200 m en Chine où ils correspondent à environ 2,4 Ma. Actuellement, l'étude multidisciplinaire de ces séquences est un des moyens privilégiés de reconstitution de l'enregistrement paléoclimatique en domaine continental. Au sein de ces séquences, les lœss typiques sont constitués par des silts quartzeux (fraction dominante: 10-50 µm), calcaires, extrêmement bien classés, pauvres en sable, non stratifiés, et qui possèdent une structure isotrope fortement poreuse et métastable. Du point de vue géotechnique, ce sont des matériaux effondrables, extrêmement sensibles aux variations d'humidité, à la compaction et aux vibrations. Dans le Nord-Ouest de l'Europe, où ils constituent une zone plus ou moins continue de la Bretagne à la vallée du Rhin, l'analyse détaillée de la séquence du Pléistocène supérieur ( $\pm 128-15$  ka BP) permet de mettre en évidence une succession pédosédimentaire complexe au sein de laquelle les lœss carbonatés sont caractéristiques d'une courte période centrée autour du dernier maximum glaciaire (30-15 ka BP). Enfin, le développement des grands travaux d'aménagement dans le domaine lœssique de la France septentrionale (TGV Nord, autoroutes, gazoducs...), permet de souligner l'importance de la prise en compte de la variabilité des faciès lœssiques pour une meilleure approche des problèmes géotechniques liés à ces matériaux.

**Mots-clés :** lœss, Europe du Nord-Ouest, paléosols, environnements périglaciaires, stratigraphie, sédimentologie.

## The loess in France and in Northwestern Europe

## Abstract

The loess are aeolian silts which are typical of periglacial environments and of the full Glacial periods of the Quaternary. They are mainly located between 30 and 60° N at the margin of the main icecaps and of desert zones (China). The superimposition of loess and palaeosols are named loess sequences or loess series. Their thickness varies from 5 to 40 m in Western and Central Europe and locally up to 200 m in China where they represent about 2,4 My. Presently their multidisciplinary investigation is one of the best way to highlight the impact of global climate changes on the continental zones.

Within these sequences, typical calcareous loess are represented by well sorted homogeneous and calcareous quartz silts (main grain-size class : 10-50 µm), showing a strongly porous, isotrope and meta-stable fabric. From a geotechnical point of view they are classified as collapsible soils and are very sensitive to changes in water content and to compaction and vibrations. In

NDLE : Les discussions sur  
cet article sont acceptées  
jusqu'au 31 décembre 2002.

north-western Europe, where they represent a more or less continuous zone between Brittany and the Rhine Valley, the detailed investigation of the Upper Pleistocene sequence ( $\pm 128-15$  ky BP) provide evidence a very complex pedosedimentary record in which typical calcareous loess are typical of a short episode centred on the Last Glacial Maximum ( $\pm 30-15$  ky BP). Finally, the very important development of construction works in the loess area of Northern France (highway infrastructures, high speed train, gaz pipeline...), bring to underline the importance of taking in account the variability of loess facies for a better approach of the geotechnical problems linked to these materials.

Key words : loess, North-Western Europe, palaeosols, periglacial environments, stratigraphy, sedimentology.

1

## Introduction : définition et généralités

Les lœss sont généralement définis comme des sédiments limoneux éoliens non stratifiés, mis en place lors des périodes les plus froides du Quaternaire (phases pléni-glaciaires, caractérisées par l'extension maximale des glaciers). Ils se localisent en marge des grands inlandis comme en Amérique du Nord ou en Europe (lœss périglaciaires), ou des déserts comme en Chine (lœss péri-désertiques), et représentent la formation corrélative des périodes glaciaires la plus largement représentée sur les continents (Pécsi, 1990) (Fig. 1). Ils sont presque exclusivement présents dans l'hémisphère Nord, entre 30 et 60° N, et plus particulièrement autour du 50° parallèle, où leur répartition est conditionnée par l'extension maximale des fronts glaciaires (Fig. 1). En effet, la sédimentation lœssique est fortement conditionnée par la présence de zones source soumises à la déflation éolienne, comme les plaines de l'*outwash* glaciaire où se concentrent les matériaux drainés par les eaux de fonte en marge des glaciers (Fig. 2), les estuaires et les plaines alluviales continentales du domaine périglaciaire (Pye, 1984, 1987; Lautridou, 1985). Enfin, il faut signaler que dans les environnements actuels, des limons éoliens de faciès lœssique se mettent en place localement en marge des vallées en Alaska (Péwé, 1962, 1968).

Pour la Commission du lœss de l'International Union for Quaternary Research (INQUA), le lœss se définit comme « un sédiment limoneux mis en place dans des conditions d'environnement périglaciaires où interviennent des processus d'érosion-sédimentation dominés par l'agent éolien, sans qu'il soit exclusif, et des processus biologiques spécifiques «lœssification». (Jamagne *et al.*, 1981). En croisant les caractéristiques proposées par différents auteurs (Richthofen, 1882; Smalley, 1971, 1975; Liu *et al.*, 1985; Lautridou, 1985; Pécsi, 1990), il est possible de proposer une définition générale des lœss typiques sur la base des critères génétiques et sédimentologiques suivants :

- origine éolienne ;
- mise en place en contexte périglaciaire (froid aride à semi-aride « steppe froide ») ;
- indépendance vis-à-vis du substrat (origine allochtone, homogénéité sur de grandes distances) ;
- composition granulométrique dominée par la fraction 10-50  $\mu\text{m}$ , courbe cumulative sigmoïde très redressée

et dissymétrique, médiane de 25 à 30  $\mu\text{m}$ , très faible pourcentage de sable ;

- composition minéralogique nettement dominée par les grains de quartz (moyenne 60 à 70 %) ;
- présence de carbonates primaires dans toutes les fractions granulométriques (maximum 20 à 25 %) ;
- dépôt non stratifié, homogène, à porosité élevée (40 à 55 % de vides), à structure originelle isotrope et métastable.

Par ailleurs l'homogénéité des faciès sur de grandes distances n'exclut pas pour autant une diminution progressive de la médiane au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la zone source (Sommé, 1969).

Du point de vue paléobiologique, les lœss se définissent par un contenu malacologique (mollusques) de type « faune à *Pupilla* » (espèce des espaces découverts), palynologique (pollens) où dominent les herbacées, indiquant des conditions de dépôt périglaciaires dans un contexte de « steppe froide » (Lozec, 1964; Kukla, 1977; Rousseau, 1987, 1989, 1991).

Du point de vue géographique, les lœss se répartissent sur les plateaux, les versants et dans les principaux bassins alluviaux : « lœss Plateau » en Chine où leur épaisseur peut localement atteindre 300 m, bassin du Mississippi, plateau des lœss de Sibérie, plaine russe, plaine du Danube, Rhin moyen, plateaux du Nord de la France (Figs. 1 et 5). Du point de vue morphologique, les lœss se présentent essentiellement sous la forme de couverture (continue ou discontinue), de colmatage de versant dans les vallées (en recouvrement des nappes alluviales), ou encore localement sous la forme de grandes « dunes » allongées (lœss « Gredas » : rive droite de la vallée du Rhin, Bavière, Bulgarie (Léger, 1990).

En dehors de la zone tempérée de l'hémisphère nord, des lœss atypiques *loess-like sediments* sont observés dans la zone méditerranéenne et sur les bordures du Sahara (Coudé-Gaussens, 1987). Ces dépôts éoliens se différencient des lœss typiques de la zone tempérée de l'hémisphère nord par des proportions d'argile ou de sable beaucoup plus forte. Ces lœss péri-désertiques des bordures du Sahara sont dénommés *Warm Loess* par opposition aux *Cold Loess* mis en place dans la zone périglaciaire (Pécsi, 1990). Dans l'hémisphère sud, les lœss ne sont véritablement présents que dans le Nord de l'Argentine (Ariondo, 1990; Kröhling, 1999), et en Nouvelle-Zélande.

Par ailleurs, les lœss font partie d'un ensemble plus vaste de sédiments éoliens périglaciaires auquel appartiennent aussi les sables de couverture et les dépôts sablo-limoneux de transition (Jamagne *et al.*, 1981). La répartition géographique de ces différents faciès résulte de la zonation éolienne périglaciaire (Figs. 5 et 6), clairement mise en évidence en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement dans le Nord de la France (Paepe et Sommé, 1970, Lautridou et Sommé, 1974).

Parallèlement aux lœss typiques il existe un grand nombre de faciès sédimentaires lœssiques dérivés des lœss qui représentent localement une partie importante des séquences (10 à 30 %). Ils correspondent à des lœss ayant subi un remaniement post-sédimentaire comme les lœss ruisselés ou soliflués (Haesaerts, 1985; Vreeken et Mûcher, 1981; Mûcher *et al.*, 1981). Enfin, les séquences lœssiques contiennent aussi des faciès dont la mise en place est exclusivement liée à des processus

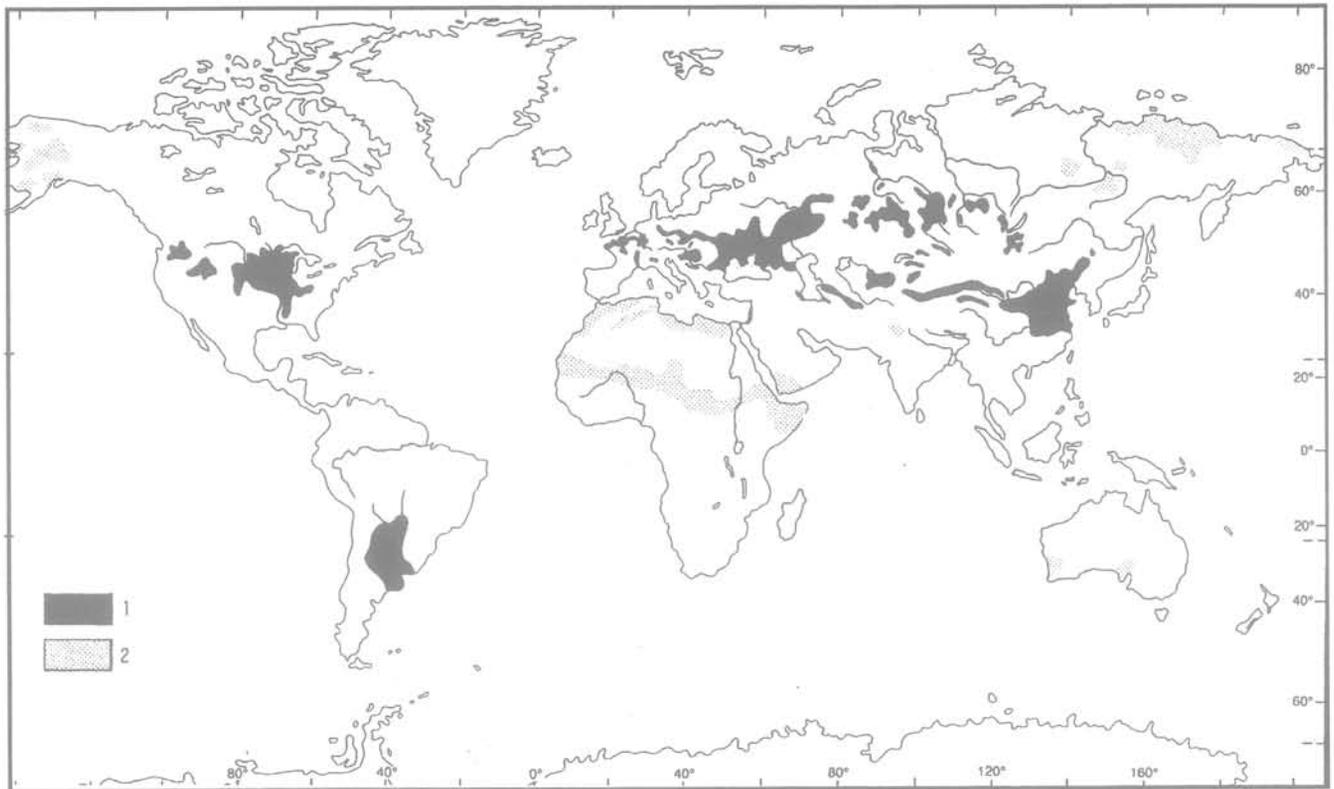


FIG. 1 Répartition des lœss (1) et des sédiments éoliens apparentés (2) (d'après Pécsi, 1990).  
Distribution of loess (1) and « loess-like » sediments (2) (according to Pécsi, 1990).

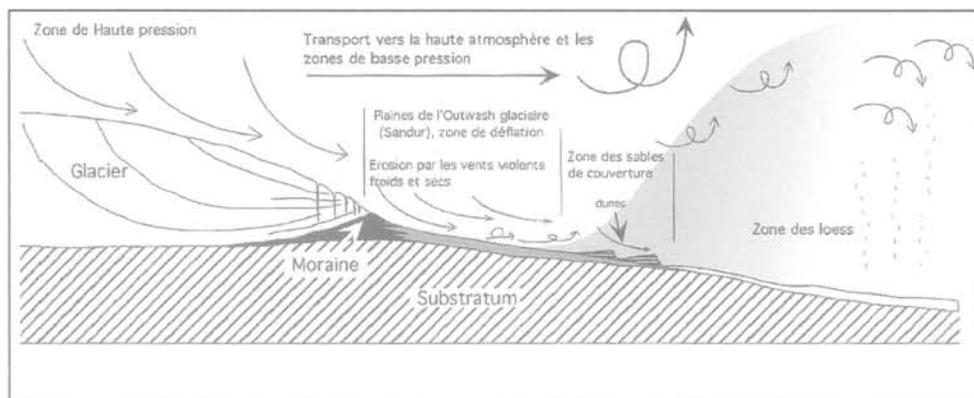


FIG. 2 Modèle de mise en place des sédiments éoliens en zone périglaciaire à proximité des grands inlandsis (redessiné d'après Andersen & Borns, 1997).

1- Les particules fines produites par l'abrasion glaciaire sont drainées et redéposées en marge des glaciers par les écoulements proglaciaires (*Outwash plain*).

2- Les particules sableuses, limoneuses et argileuses, soumises au gel-dégel, sont remobilisées par l'érosion éolienne (déflation), sous l'action des vents violents en provenance de la calotte, puis partiellement injectées dans la haute atmosphère où elles sont intégrées à la circulation dépressionnaire d'Ouest.

3- Les particules les plus grossières transportées par saltation, ou à faible altitude se déposent rapidement sous forme de dunes, puis de couverture sableuse (zone des Sables de Couverture).

4- Les particules limoneuses et argileuses transitent dans la circulation dépressionnaire puis se déposent à plus grande distance sous l'effet de la baisse de la dynamique éolienne (chute de la vitesse du vent, obstacles, captation par la couverture herbacée ou la neige...).

Model of aeolian deposition in periglacial zones adjacent to large ice-sheets (redrawn according to Andersen & Borns, 1997).

1 - The fine particles produced by glacial erosion are washed out and redeposited at the margins of the inlandsis by proglacial flows.

2 - The sandy, silty and clayey particles, subjected to freeze-thaw, are remobilized by aeolian erosion (deflation) produced by the violent winds coming from the inlandsis, then they are partially injected in the high atmosphere where they are transported by the west-wind circulation.

3 - The coarser particles transported by saltation or at low height, are quickly deposited as dunes, then as sand cover (Cover Sands zone).

4 - The silty and clayey particles are transported by the low pressure circulation then are deposited owing to a decrease of aeolian dynamic (fall in wind speed, obstacle, capture by herbaceous vegetation or snow cover).

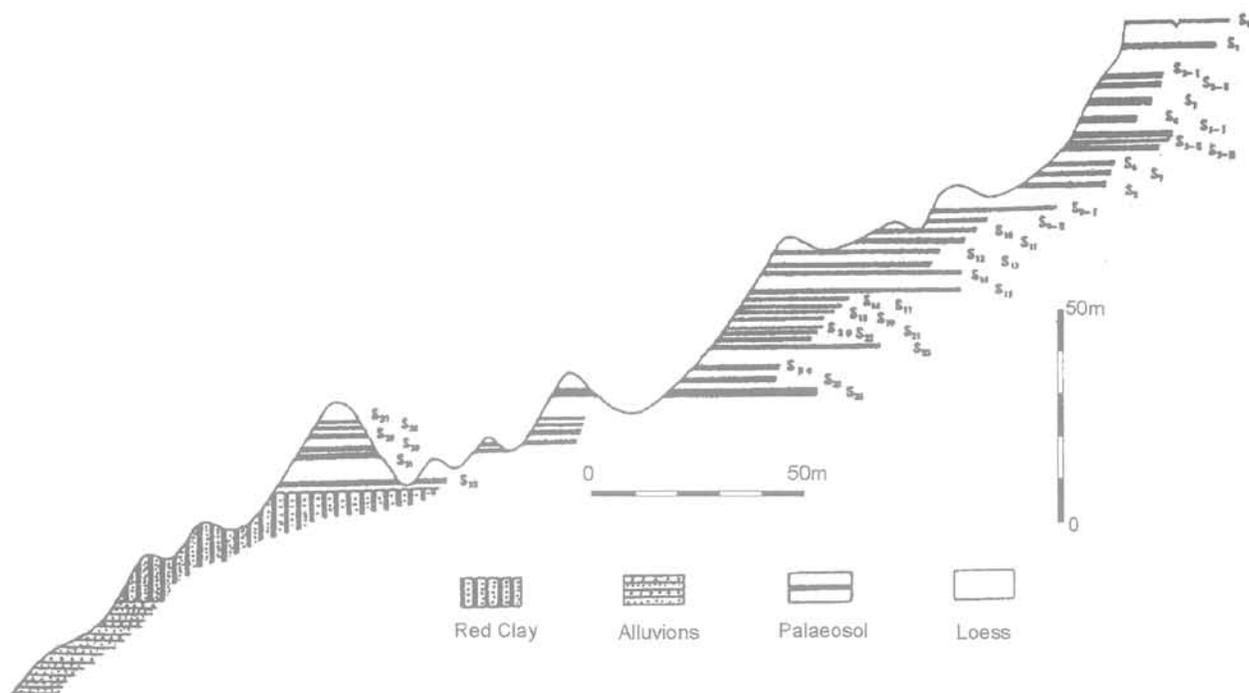


FIG. 3 Coupe de la séquence lœssique de Baoji, Chine (d'après Liu *et al.*, 1991).  
Cross section through the Baoji loess and palaeosols sequence, China (according to Liu *and al.*, 1991).

de versant : sables ruisselés, cailloutis soliflués, Lehm-broekelsands (dépôts limoneux lités à nodules de sols remaniés issus de l'érosion des sols). Ces niveaux, souvent peu épais, témoignent en général de phases d'érosion en début de dégradation climatique et se localisent préférentiellement à l'interface paléosol-lœss (Kukla, 1977).

Du point de vue stratigraphique, les différentes unités de dépôt lœssique s'organisent en séries ou séquences lœssiques qui montrent une nature fondamentalement cyclique d'origine climatique (Kukla, 1977, Liu *et al.*, 1991). Cette cyclicité se manifeste par l'alternance, au sein de séquences lœssiques, de succession lœss-paléosols (Fig. 3), correspondant globalement à des cycles climatiques de type glaciaire-interglaciaire, dont la durée est en moyenne de 100 000 ans (Fig. 4).

Les nombreuses études sur la stratigraphie des lœss complétées par des données sédimentologiques, magnétostratigraphiques, et géochronologiques permettent de proposer une corrélation entre l'enregistrement climatique en domaine continental, exprimé par les séquences lœssiques, et les courbes de paléotempératures océaniques basées sur le rapport des isotopes de l'oxygène (Kukla, 1977, 1987 ; Liu *et al.*, 1985 ; Shackleton *et al.*, 1995 ; Liu et Ding, 1998). Les grandes séquences lœssiques représentent en effet l'enregistrement le plus continu des variations climatiques en domaine continental (Kukla et An, 1989 ; Liu, *et al.*, 1985, 1991). Ainsi, en Chine centrale (lœss Plateau), il est possible de décrire plus de 30 alternances lœss-paléosol couvrant les derniers 2,4 Ma au sein de séquences qui atteignent 150 à 180 m d'épaisseur (Fig. 3).

Pour le dernier cycle interglaciaire-glaciaire (Eemien-Weichselien : 128-13 000 BP), des reconstitutions paléoclimatiques et paléoenvironnementales de plus en plus poussées sont proposées sur la base d'études paléopédologiques (Haesaerts, 1985 ; Van Vliet-Lanoë, 1990 ; Huijzer, 1993 ; Antoine *et al.*, 1998, 1999a), palynologiques (Munaut *in* Antoine *et al.*, 1994) et malacologiques (Lozec, 1964 ; Rousseau, 1989, 1991 ; Rousseau et Wu, 1997).

Parallèlement, dans les séquences à fort taux de sédimentation, la mesure en continu de la variation de paramètres comme la susceptibilité magnétique (Han *et al.*, 1991 ; Zisheng *et al.*, 1991 ; Kukla *et al.*, 1990 ; Maher et Thompson, 1992 ; Rousseau *et al.*, 1998 ; Heller et Evans, 1995), les associations malacologiques (Rousseau et Wu, 1997), le carbone organique total et le  $\delta^{13}C$  (Hatté *et al.*, 1998), le  $^{10}Be$  (Beer *et al.*, 1993), les rapports fer libre/fer total et  $R_b/S_r$  (Guo *et al.*, 1996 ; Gallet *et al.*, 1996), ou encore de la granulométrie (An *et al.*, 1991 ; Porter et An, 1995 ; Xiao *et al.*, 1995 ; Vandenberghe *et al.*, 1997, 1998), fournit un signal paléoclimatique qu'il est possible de comparer avec celui des courbes paléoclimatiques globales. Ces travaux débouchent depuis peu sur la mise en évidence d'oscillations climatiques millénaires corrélables avec les événements climatiques rapides (millénaires) des carottes de glace (Liu et Ding, 1998 ; Ding *et al.*, 1998).

Indépendamment de cet aspect paléoclimatique, les recherches sur les lœss ont montré qu'il était possible de bâtir des systèmes litho et pédostratigraphiques détaillés sur la base de l'analyse et de la corrélation des séries lœssiques, notamment à l'échelle de l'Europe (Paepé et Sommé, 1970 ; Sommé *et al.*, 1980 ; Kukla, 1977 ; Haesaerts, 1985 ; Haesaerts *et al.*, 1981 ; Lautridou et Sommé, 1974 ; Lautridou *et al.*, 1985, 1986a, b ; Antoine *et al.*, 2001). Cette démarche, essentiellement effectuée pour le dernier cycle (souvent le mieux conservé), se fonde sur la corrélation de proche en proche des séquences à l'échelle des différents domaines (Sommé *et al.*, 1980 ; Antoine, 1989b). A l'intérieur d'un domaine les séquences sont subdivisées en unités lithostratigraphiques (unités de dépôt) et pédostratigraphiques (unités de sols).

La corrélation des différentes séquences à l'échelle régionale est possible en raison de la constance des faciès lœssiques des différentes unités à l'échelle d'un domaine (ex. : Nord de la France), et surtout sur la base d'horizons repères stratigraphiques que l'on peut suivre sur la longue distance. Ces horizons repères sont consti-

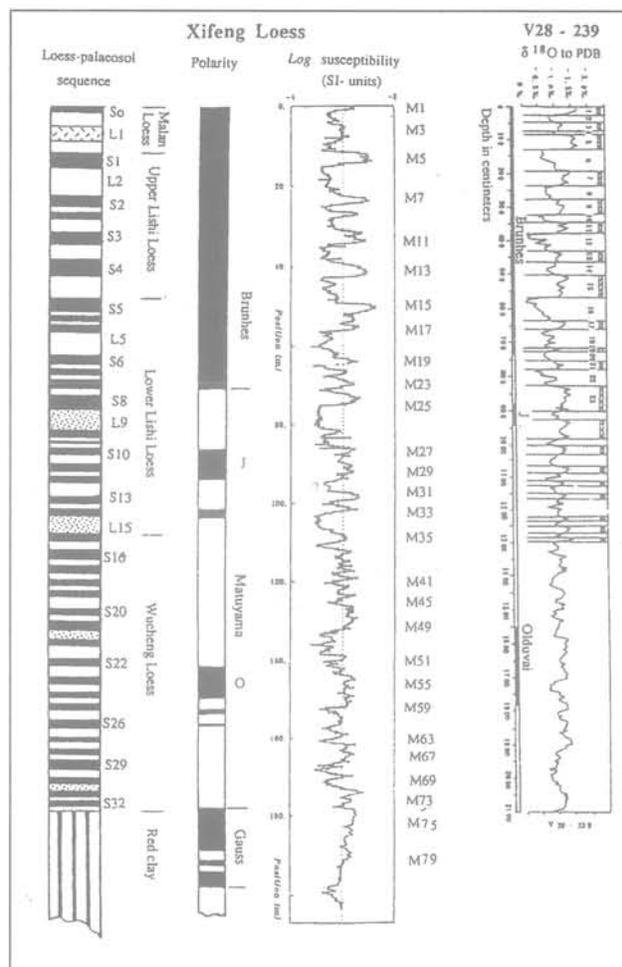


FIG. 4. Corrélation entre la courbe de susceptibilité magnétique de la séquence de Xifeng et la courbe de variation du  $\delta^{18}\text{O}$  océanique (d'après Liu *et al.*, 1991).

**Susceptibilité magnétique** : mesure de la densité en minéraux ferromagnétiques des sédiments et des sols (principalement magnétite et maghémite), dont les variations sont liées à l'intensité relative de l'altération. Dans le cas général, et plus particulièrement en Chine, les loess typiques non altérés fournissent les valeurs les plus basses alors que les paléosols se caractérisent par une augmentation importante des valeurs de susceptibilité en liaison avec les processus de pédogenèse.

$\delta^{18}\text{O}$  : variations du rapport entre les isotopes 16 et 18 de l'oxygène mesurés dans les carbonates des tests de foraminifères extraits des carottes océaniques profondes. Ce rapport fournit une estimation du volume global de glace stocké aux pôles et des variations relatives du niveau marin.

**Polarité** : mesure de la polarité magnétique dans les loess qui fournit des repères précis par comparaison avec l'échelle paléomagnétique de référence.

Correlation between the magnetic susceptibility record of Chinese loess and the  $\delta^{18}\text{O}$  curve from deep-sea record (according to Liu *and al.*, 1991).

**Magnetic susceptibility** : measurement of the amount of magnetic minerals in the sediments and soils (mainly magnetite and maghemite), whose the variation is linked to the relative weathering intensity. In general, and especially in China, the typical un weathered loess provide the lowest values of magnetic susceptibility, when the palaeosols are characterised by an important increase in the values, which is related to pedological processes.

$\delta^{18}\text{O}$  : variations in the ratio between  $^{16}\text{O}$  and  $^{18}\text{O}$  measured in the carbonates of the foraminifera tests from deep sea cores. This ratio provides an assessment of the global ice volume stored on the poles and of sea level changes.

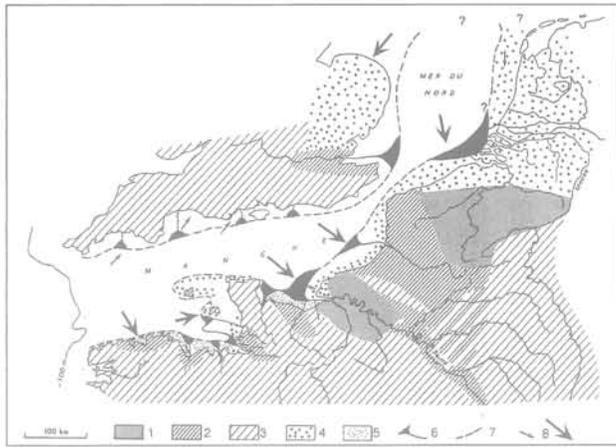
**Polarity** : measurement of the magnetic polarity in the loess sequence, that provides some chronological level-marks by comparison with the reference palaeomagnetic scale.

tués par des contacts stratigraphiques (surfaces d'érosion), ou des horizons pédologiques et périglaciaires (sols ou complexes de sols, niveaux de fentes de gel ou de cryoturbations), qui représentent l'expression de phénomènes climatiques globaux (Haesaerts, 1985) (Fig. 10).

Le cadre géochronologique des séquences loessiques est fondé sur la datation par la thermoluminescence (Juvigné et Wintle, 1988 ; Balescu, 1988 ; Forman, 1991 ; Buraczynsky et Butrym, 1984 ; Wintle, 1987 ; Zöller et Wagner, 1990 ; Zöller *et al.*, 1994 ; Frechen, 1999), les datations  $^{14}\text{C}$  sur matériel organique (Damblon *et al.*, 1996) ou directement sur matière organique du loess (Hatté *et al.*, 1998), la magnétostratigraphie (Liu *et al.*,

1985 ; Rutter *et al.*, 1990 ; Heller et Evans, 1995), ou encore la racémisation des acides aminés des coquilles de mollusques (mesure du rapport entre les isomères lévogyres et dextrogyres des acides aminés, qui évolue en fonction du temps et des conditions de conservation ; Oches et McCoy, 1995).

Enfin, les loess ont donné lieu à de très nombreuses études concernant les problèmes d'effondrabilité, d'érosion et de glissement de terrain dans les régions où ces dépôts atteignent de fortes épaisseurs comme en Europe centrale ou en Chine (Derbyshire *et al.*, 1991 ; Dijkstra, 2000) et, plus récemment, en Europe occidentale (Cui *et al.*, 1995).



**FIG. 5** Carte simplifiée des couvertures loessiques et sableuses et des provinces d'alimentation pendant le Dernier glaciaire (d'après Lautridou, 1985).

1 - Loess de plus de 4 m d'épaisseur ; 2 - Loess de 2 à 4 m ; 3 - Loess de moins de 2 m ; 4 - Sables ; 5 - Loess de la plate-forme marine, submergés et érodés par la transgression holocène ; 6 - Paléostuaires ; 7 - Lignes de rivage associées aux paléostuaires ; 8 - Direction des vents nourriciers.

Simplified map of the loess and sandy cover deposits and of the deflation area during the Last glacial (according to Lautridou, 1985).

1 - Loess (thickness > 4 m) ; 2 - Loess (thickness: 2 to 4 m) ; 3 - Loess (thickness < 2 m) ; 4 - Sands ; 5 - Loess of the marine platform, submerged and eroded by the Holocene marine extension ; 6 - Palaeoestuaries ; 7 - Coast lines contemporaneous of the palaeoestuaries ; 8 - Directions of the main winds.

2

## Les loess de la France septentrionale

2.1

### Répartition

La répartition des loess dans la France septentrionale, telle qu'elle est actuellement cartographiée (Antoine *et al.*, 1999b), correspond essentiellement à celle des loess du Pléniglaciaire supérieur weichselien ( $\pm 30-15$  ka BP), dont l'extension dans le paysage masque généralement les dépôts antérieurs, d'ailleurs souvent fortement érodés.

A la suite des travaux de J. Ladrière (1890), qui fut un des premiers à présenter un système lithostratigraphique pour les limons du Nord de la France, une première tentative de cartographie des loess et limons dans l'ensemble de la France est publiée par Dubois et Firion (1936). Plus récemment, les travaux de J.-P. Lautridou (1985) et de P. Lebrét (1984) ont permis de différencier plusieurs zones dans la couverture loessique de la France septentrionale et de l'Ouest de l'Europe (Fig. 5) :

- deux zones de manteau loessique continu : les domaines normands (100 x 130 km) et nordiques (300 x 125 km), où les épaisseurs moyennes sont supérieures à 4 m. Dans sa partie septentrionale, la zone loessique nordique passe progressivement à la zone des sables de couverture (Belgique, Pays-Bas) par l'intermédiaire de la zone de transition sablo-limoneuse (Paepe et Sommé, 1974 ; Sommé *et al.*, 1980) ;
- des zones secondaires et marginales de faible extension

(20 à 50 km), à placages peu épais (2 à 3 m) localisées à la bordure des domaines principaux (campagne de Caen, Bocage normand, Côtes d'Armor, Kent) ;

- enfin, des placages loessiques sporadiques peu épais, de faible extension, et pollués par des altérites ou des éléments du substrat (Brie, Ardennes Champagne, Sud de l'Angleterre, Nord de la Bretagne).

Parallèlement, l'étude des variations de faciès et d'épaisseur des différents dépôts weichseliens en dans le Nord-Ouest de l'Europe a permis de mettre en évidence un passage progressif entre la zone des sables de couverture du Sud de la Belgique et la zone limoneuse du Nord de la France et de la Normandie (Paepe et Sommé 1970 Lautridou et Sommé, 1974) (Fig. 6). Plus récemment, une cartographie des loess du Nord-Picardie a été effectuée au 1/1 000 000 (Fig. 7), à l'occasion de la préparation des cartes de la France au dernier maximum glaciaire (Antoine, 1999b)<sup>1</sup>. Au sein de la zone des loess du Nord de la France, l'épaisseur totale dépasse 10 m (localement 25 m), dans la zone orientale sur les plateaux du Hainaut, du Cambrais et de la Picardie orientale. Dans la zone occidentale, où la couverture est moins épaisse (4 à 10 m), les dépôts sont essentiellement contemporains du Weichselien et reposent parfois directement sur le substrat. Les dépôts du Pléistocène moyen sont plus localisés et essentiellement préservés au sommet des nappes alluviales comme dans la Somme. Les données de sondage effectué sur le



**FIG. 6**

Carte du Pléistocène supérieur dans le Nord-Ouest de l'Europe (d'après Zagwijn et Paepe, 1968).

1 - Formations fluviales de la Meuse et du Rhin ; 2 - Zone des sables de couverture ; 3 - Zone de transition sablo-limoneuse ; 4 - Zone des loess ; 5 - Dépôts holocènes.

Map of the Upper Pleistocene in Northwestern Europe (according to Zagwijn & Paepe, 1968).

1 - Fluvial deposits of the Meuse and Rhine Rivers ; 2 - Cover Sands Zone ; 3 - Sandy-loam Transitional Zone ; 4 - Loess Zone ; 5 - Holocene deposits.

<sup>1</sup> Carte disponible gratuitement à l'adresse suivante : ANDRA, Direction de la Communication, Parc de la Croix-Blanche, 1-7, rue Jean-Monnet, 92220 Châtenay-Malabry Cedex.

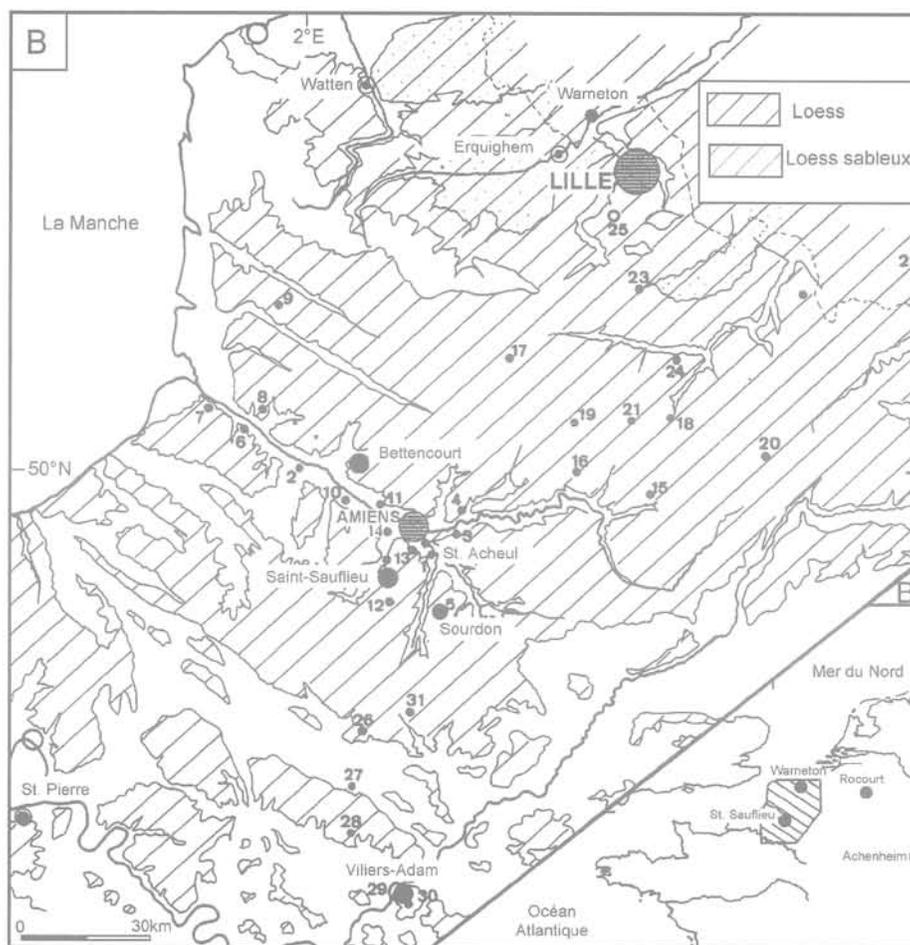


FIG. 7 Carte d'extension des lœss du dernier glaciaire (Weichselien) dans le Nord de la France, localisation des séquences types et de quelques autres points d'observation (d'après Antoine *et al.*, 1998, modifié).

1 - Boves ; 2 - Longpré ; 3 - Villers-Bretonneux (Gazoduc) ; 4 - Corbie (Gazoduc) ; 5 - Sourdon ; 6 - Mautort ; 7 - Boismont ; 8 - Saint-Riquier ; 9 - Gouy-Saint-André ; 10 - Saint-Pierre-à-Gouy ; 11 - Saint-Sauveur ; 12 - Fransures ; 13 - Sains-en-Amiénois ; 14 - Plachy-Buyon ; 15 - Roisel ; 16 - Combles ; 17 - Beaumetz-les-Loges ; 18 - Marcoing ; 19 - Bapaume ; 20 - Busigny ; 21 - Hermies ; 22 - Harmignies ; 23 - Corbehem ; 24 - Hamel ; 25 - Seclin ; 26 - Beauvais-la-Justice ; 27 - Auteuil ; 28 - Lormaison ; 29 - Villiers-Adam ; 30 - Chauvry ; 31 - Saint-Just-en-Chaussée.

Extension map of the last glacial loess cover (Weichselian) in North France, location of type-sequences and of some other observation points (according to Antoine *and al.*, 1998, modified).

tracé du TGV Nord (Antoine, 1991) montrent que la zone Nord-Picardie s'inscrit dans la zone occidentale dans sa partie sud (sud de Bapaume) et dans la zone orientale pour sa partie Nord.

## 2.2

### Origine

En se basant sur la comparaison entre la carte des zones lœssiques et les données minéralogiques (minéraux lourds et argiles), il est possible de localiser les principales zones source des lœss weichseliens. Ce travail a permis de distinguer un stock provenant de la Manche centrale, un stock nordique originaire de la mer du Nord, un stock breton (Manche orientale à l'Ouest du Cotentin) et des stocks plus locaux liés à la déflation dans les grandes vallées alluviales (Seine, Oise, Aisne, Marne, Somme...) et pollués par des éléments du substrat (sable, craie gélivée).

D'après ces travaux, l'origine des lœss est donc à rechercher dans la déflation éolienne qui s'exerçait alors à la surface des paléostuaires émergés de la Seine et de la Somme et des larges plaines alluviales à chenaux en tresses des vallées périglaciaires.

En effet, d'après J.-P. Lautreidou (1985), lors du dernier glaciaire (Weichselien), la déflation se serait effectuée sur de grands estuaires situés à 20 ou 30 m en dessous du niveau actuel de la Manche (Fig. 5), et partiellement conservés lors de la baisse maximum du niveau marin, contemporaine du dernier maximum glaciaire (-140 - 150 m env.). Dans ce schéma, la sédimentation lœssique de la zone Nord-Picardie aurait été alimentée par la déflation à la surface du paléo-estuaire de la Somme. Plus à l'est, ces apports, provenant des estuaires fossiles, se sont combinés à des apports locaux en provenance des vallées (Oise, Marne, Meuse, Rhin). En ce qui concerne les lœss de moyenne Belgique, des travaux basés sur les minéraux lourds ont permis de localiser la zone source des lœss weichseliens dans le fond de la mer du Nord, alors exondée, au niveau des plaines à chenaux en tresses de l'outwash du glacier scandinave (Juvigné, 1985) (Fig. 2).

Indépendamment du facteur climatique, la sédimentation lœssique est donc fondamentalement conditionnée par la présence de zones sources où le matériel est disponible pour la déflation éolienne (Fig. 2). Les principales zones de déflations reconnues en Europe du Nord-Ouest sont donc les plaines exondées (paléo-estuaires et paléo-chenaux de la Manche et de la mer du Nord dans les-

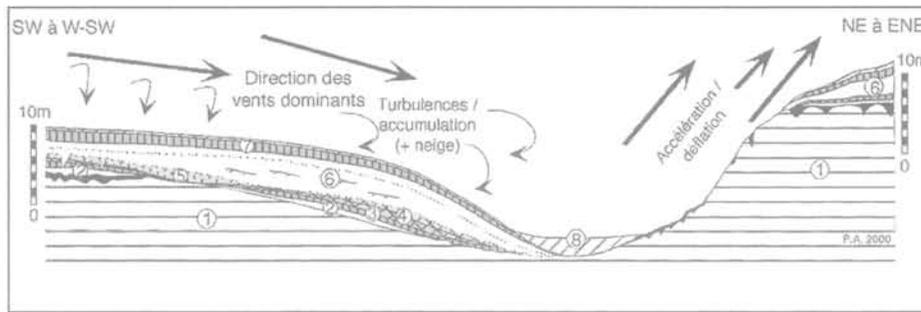


FIG. 8 Coupe d'une vallée asymétrique du bassin de la Somme illustrant les relations morphologie/stratigraphie au Pléistocène supérieur.

1 - Craie avec altération argileuse au sommet ; 2 - Lœss saaliens ; 3 - Horizon Bt de sol brun lessivé (interglaciaires) ; 4 - Complexe de sols humifères de Saint-Saufliu ; 5 - Lœss brun à structure feuilletée ; 6 - Lœss calcaires ; 7 - Colluvions.

Cross section trough an asymmetrical valley of the Somme basin showing the relations between morphology and stratigraphy during the Upper Pleistocene.

1 - Chalk with clayey weathering horizon at the top ; 2 - Saalian loess ; 3 - Bt horizon of brown leached soil (Interglacial) ; 4 - Saint-Saufliu humic Soil Complex (Grey-forest soils /steppe soils) ; 5 - Brown loess with foliated structure ; 6 - Typical calcareous loess ; 7 - Colluvium.

quelles s'accumulent les sédiments érodés par le réseau hydrographique (Fig. 5), et les grandes vallées alluviales occupées par un système de chenaux en tresses pendant les phases pléniglaciaires. Dans ces systèmes fluviaux typiques des environnements périglaciaires, les multiples barres sablo-graveleuses peu végétalisées qui séparent les chenaux sont alors le siège d'une déflation éolienne intense.

### 2.3

## Morphologies

Les dépôts lœssiques de l'Europe du Nord-Ouest se présentent sous plusieurs types de morphologies conditionnées par les environnements de dépôt et la présence de pièges sédimentaires :

1) Les lœss de « couverture » se présentent sous la forme d'un manteau d'épaisseur relativement constante (1,5 à 2 m, Fig. 5, partie supérieure de 1), et se caractérisent par une grande continuité et un faciès très homogène. Ces dépôts correspondent à la phase la plus froide et la plus sèche du Pléniglaciaire weichselien supérieur (15-20 000 BP env.).

2) Les dépôts lœssiques plus localisés, d'épaisseur variable, et conservés dans des pièges sédimentaires :  
 - les lœss des versants abrités (« sous le vent ») des vallées asymétriques (Fig. 8). Cette morphologie des dépôts lœssiques, extrêmement fréquente dans la Somme et le Nord de la France au début du Weichselien supérieur (20-25 000 BP), est conditionnée par l'orientation des vallées ou vallons par rapport aux vents dominants (Ouest à Nord-Ouest dans la Somme et en Normandie, Nord-Ouest à Nord dans le Nord de la France). Les lœss s'accumulent en effet le long du versant sous le vent, où les turbulences engendrées par la morphologie provoquent le dépôt des particules et où la couverture nivale bien développée favorise leur piègeage. Au contraire, le versant exposé au vent se caractérise par une accélération de la vitesse du vent et une absence de dépôt (déflation) ;

- le même type de phénomène se produit dans le cas de structures pièges plus ponctuelles, mais localement très marquées, comme les talus de terrasses alluviales : Somme, Seine, Rhin (Sommé *et al.*, 1986 ; Lautridou, 1985,

Brunnacker, 1986 ; Haesaerts et Dupuis, 1986 ; Antoine, 1989b, 1994), ou encore à la jonction entre une ancienne falaise marine et un niveau de plage fossile comme à Sangatte dans le Pas-de-Calais (Antoine, 1989a). Ces séquences d'extension locale se distinguent souvent par une forte influence du substrat qui se traduit par présence de dépôts soliflués ou ruisselés interstratifiés dans la séquence lœssique (sables, granules de craie, cailloutis, coulées boueuses) :

3) Les « dunes » de lœss (lœss Greda). Cette morphologie en dunes allongées pluri-kilométriques, essentiellement décrites en Europe centrale (Léger, 1990), a aussi été observée sur la rive droite de la vallée du Rhin dans la région d'Heidelberg (Antoine *et al.*, 2001). Dans ce secteur, l'accumulation lœssique essentiellement représentée par les dépôts du Pléniglaciaire supérieur (30-15 ka) atteint 15 à 20 m d'épaisseur au centre de structures dunaires allongées de plusieurs kilomètres, d'axe NNW-ESE, séparées par de petits vallons.

### 2.4

## Grandes lignes de la séquence du dernier cycle (Eemien-Weichselien)

Les données stratigraphiques, paléopédologiques et palynologiques récentes (Antoine, 1989b, 1991 ; Antoine *et al.*, 1994, 1998, 2001), couplées aux résultats des études sédimentologiques, des mesures de susceptibilité magnétique et les datations TL/IRSL (Engelmann *et al.*, 1999), débouchent sur une nouvelle représentation de la stratigraphie du dernier cycle dans la France du Nord-Ouest (Fig. 9), et de ses connexions avec les régions avoisinantes (Antoine *et al.*, 1999a, 2001) (Fig. 10).

### Début-Glaciaire weichselien ( $\pm 112-68$ ka BP) :

Après la troncature de l'horizon Bt complexe attribué à l'interglaciaire Eemien le début-weichselien est représenté par un complexe de sols humifères (Fig. 9, n<sup>os</sup> 16 à 21), qui traduit donc une continentalisation du milieu en deux grandes phases contemporaines d'une baisse importante du niveau marin (supérieure à -20 m : Sommé *et al.*, 1994) et d'un changement paléogéographique majeur dans le

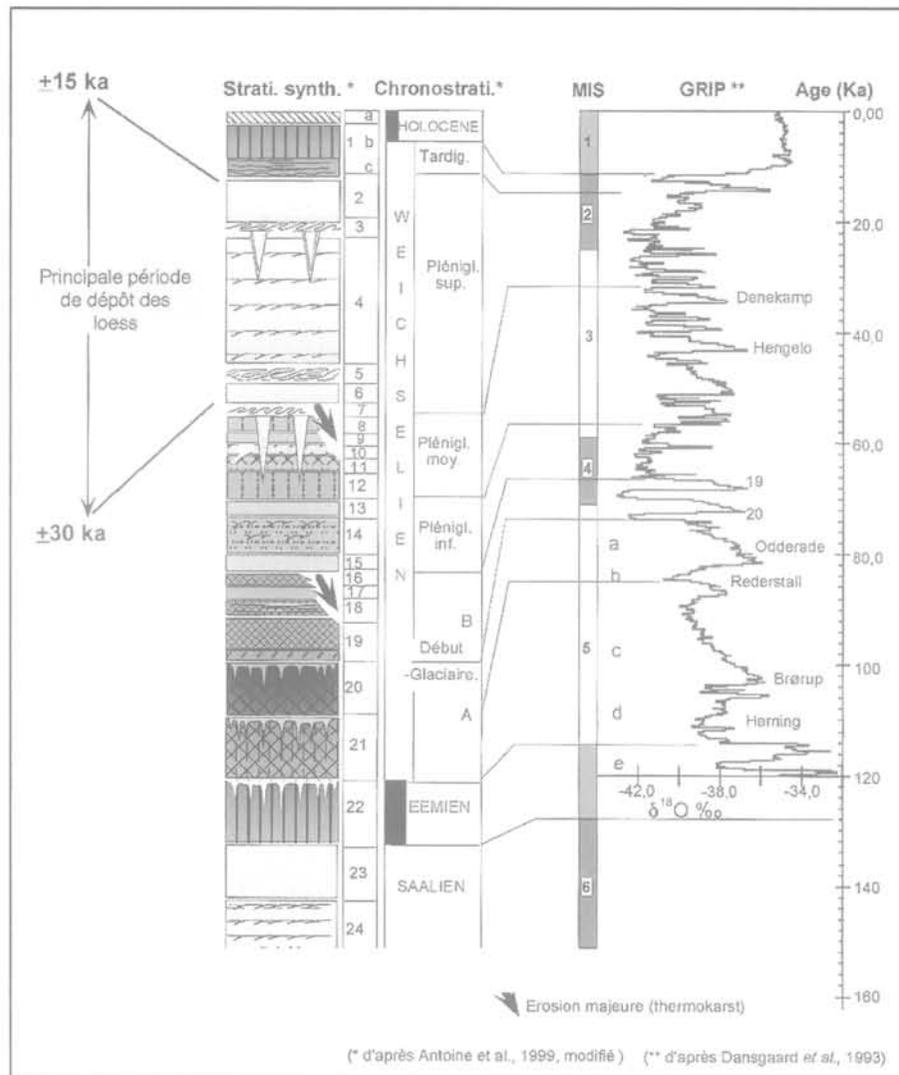


FIG. 9 Séquence pédosédimentaire synthétique du Pléistocène supérieur du Nord de la France ; corrélation avec les enregistrements globaux (d'après Antoine *et al.*, 1999, modifié).

1 – Sol de surface (a : Hz L ; b : Hz Bt ; c : Bt en bandes « horizon à doublets ») ; 2 – Lœss calcaire homogène ; 3 – Horizon à langues de Nagelbeek ; 4 – Lœss calcaire lité à microfentes ; 5 – Gley de toundra cryoturbé ; 6 – Lœss calcaire homogène ; 7 – Horizon à langues de gélifluxion/grandes fentes de gel (*Ice wedges cast*) ; 8 à 12 – Complexe de sols de Saint-Acheul-Villiers-Adam : 8- Sol brun arctique, 9 – Limons sableux lités, 10 – Gley de toundra, 11 – Sol humifère de type prairie arctique, 12 – Sol brun boréal ; 13 – Lœss sableux ; 14- Colluvions litées à nodules de sol et cryoturbations syngénétiques ; 15 – Lœss brunâtre ; 16 à 20 : Complexe de sols de Saint-Sauflieu, 16/18/19 – sols humifères steppiques, 17 – Lœss local non calcaire, 20 – Sol gris forestier ; 21 – Sol de Bettencourt (colluvions argileuses/sol gris forestier) ; 22 – Sol brun lessivé glossique tronqué (sol de Rocourt) ; 23 et 24 – Lœss calcaire saalien

Northern France Upper Pleistocene summarised pedosedimentary record ; correlation with the global climate records (according to Antoine *et al.*, 1999, modified).

1 – Surface soil (a : Hz L ; b : Hz Bt ; c : Banded Bt hz « doublets ») ; 2 – Calcareous loess ; 3 – Nagelbeek tongue horizon ; 4 – Bedded calcareous loess ; 5 – Cryoturbated tundra gley ; 6 – Calcareous loess ; 7 – Tongue horizon/Ice wedges ; 8 to 12 – Saint-Acheul/Villiers Adam soil complex, 8 – Arctic brown soil, 9 – Stratified sandy loams, 10 – Tundra gley, 11 – Humic soil (arctic meadow) 12- Boreal brown soil ; 13 – Calcareous loess ; 14 – Bedded colluvium with frost wedges ; 15 – Brownish loess ; 16-18-19 – Steppe-soils ; 17 – Non calcareous local loess ; 20 – Grey forest-soil ; 21 – Bettencourt Soil (clayey colluvium / grey forest soil) ; 22 – Bt horizon of brown leached soil (Rocourt Soil) ; 23-24 – Calcareous Saalian loess.

domaine Manche-mer du Nord (disparition définitive de l'influence océanique) :

- phase à sols gris forestiers construits sur colluvions, forêt boréale à pins et bouleaux ( $\pm 112-72$  ka, Fig. 9, n<sup>os</sup> 21 et 20) ;

- sols isohumiques steppiques sur dépôts éoliens ( $\pm 68-72$  ka, Fig. 9, n<sup>os</sup> 16 à 19).

*Pléniglaciaire inférieure* ( $\pm 68-55$  ka BP) :

- mise en place d'un premier dépôt de lœss souvent non calcaire et remaniant des éléments locaux au Pléniglaciaire inférieure (lœss brunâtre) ;

- un épisode érosif intense avec mise en place de colluvions litées à nodules de sols, cryoturbations et fentes de gel, qui remanient les niveaux sous-jacents (Fig. 9, n<sup>o</sup> 14) ;

- nouvelle génération de lœss souvent hétérogène à granules de craie épars.

*Pléniglaciaire moyenne* ( $\pm 55-30$  ka BP) :

- Développement d'un sol ou plus exactement un complexe de sols (Complexe de Saint-Acheul-Villiers-Adam) (Fig. 9, n<sup>os</sup> 8 à 12). Au cours de cette période, la

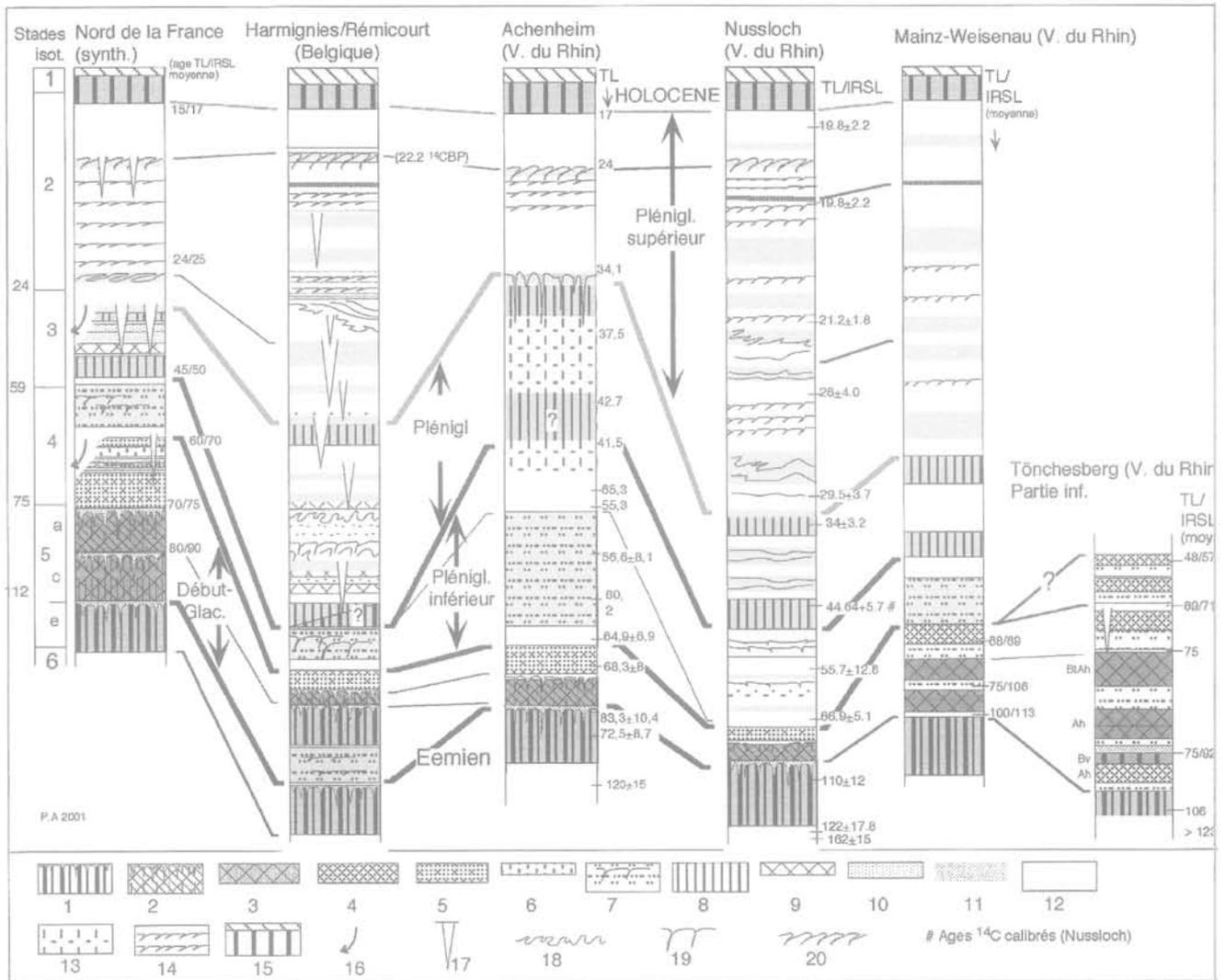


FIG. 10 Corrélation des principales séquences du Pléistocène supérieur du Nord de la France de la Belgique et de la vallée du Rhin (d'après Antoine *et al.*, 2001).

1 – Horizon Bt tronqué de sol brun lessivé ; 2 – Horizon Bth de sol gris forestier ; 3 – Horizons Ah ou Bth de Chernozem (auteurs allemands) ; 4 – Horizon Ah indifférencié ; 5 – Horizon Ah de sol steppique ; 6 – Löss local non calcaire ; 7 – Colluvions litées/pellet sands ; 8 – Horizon Bw de sol brun ; 9 – Sol de type prairie arctique ; 10 – Sables ; 11 – Gley de toundra ; 12 – Löss calcaire ; 13 – Löss brun altéré ; 14 – Löss calcaire finement lité à microfentes de cryodessiccation ; 15 – Horizons Bt et Ah du sol de surface ; 16 – Érosion majeure ; 17 – Pseudomorphose de grande fente à coin de glace ; 18 – Cryoturbations ; 19 – Fentes de gel ; 20 – Solifluxion/horizon à langues.

Correlation between main sequences and type sequences from North-Western France, Belgium and Germany (according to Antoine *et al.*, 2001).

1 – Truncated Bt hz. of Luvisol ; 2 – Bth hz. of Greyzem on colluvium ; 3 – Ah or Bth hz. of Chernozem (German authors) ; 4 – Undifferentiated Ah horizon («steppe soils»?) ; 5 – Ah hz./«Steppe Soil» ; 6 – Local non calcareous loess ; 7 – Bedded colluvial (locally humic) deposits/Pellet sands ; 8 – Bw hz. of Cambisol ; 9 – Humic layer/«arctic meadow soil» ; 10 – Sands ; 11 – Gelic Gleysol/Tundra gley ; 12 – Calcareous loess ; 13 – Weathered loess («brown loess») ; 14 – Finely laminated calcareous loess with cryo-dessiccation microcracks ; 15 – Bt/Ah hz of the surface Luvisol ; 16 – Main erosion ; 17 – Ice wedge ; 18 – Cryoturbation ; 19 – Frost cracks ; 20 – Solifluxion (tongue hz).

sédimentation lössique est fortement réduite et interrompue par plusieurs phases de pédogenèse de type sol brun boréal à sol brun arctique, souvent représentées par un horizon unique polyphasé (Antoine, 1989b).

#### Pléniglaciaire supérieure ( $\pm 30-15$ ka BP) :

Après une coupure majeure, marquée par les premiers réseaux de grandes fentes en coin (permafrost), puis par une érosion importante, le Pléniglaciaire supérieur se distingue par le développement des grandes couvertures lössiques carbonatées qui ont façonné la morphologie actuelle et représentent la partie la plus

dilatée de la séquence (4 à 6 m d'épaisseur, Fig. 9, n<sup>os</sup> 2 à 6). Cette séquence se subdivise au maximum en trois grandes unités séparées par des horizons repères périglaciaires (Antoine, 1991), dont le plus constant est l'horizon à langues de Nagelbeek daté aux environs de 22 ka <sup>14</sup>C (Haesaerts *et al.*, 1981).

2.5

## Granulométrie

D'après les nombreux travaux menés sur ce sujet (Lautridou, 1985 ; Lautridou *et al.*, 1984 ; Jamagne *et al.*,

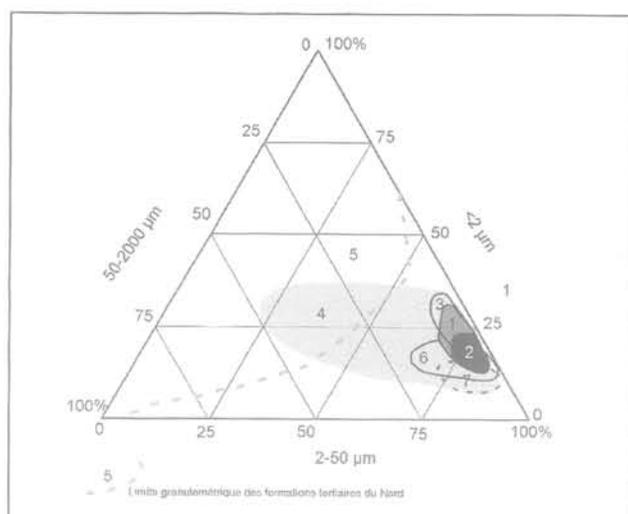


FIG. 11 Triangle granulométrique des lœss, paléols, lœss sableux et formations limoneuses litées ; comparaison avec les sables tertiaires (d'après Lautridou et al., 1984).

1 - Lœss typiques et paléols ; 2 - Lœss typiques calcaires ; 3 - Lœss typiques et paléols (Hainaut, Ardennes) ; 4 - Formations limoneuses litées ; 5 - Limite granulométrique des sables tertiaires du Nord ; 6 - Limons à doublets de Normandie ; 7 - Lœss calcaire typique de Normandie.

Grain-size data triangle for loess, palaeosols, sandy loess and stratified loamy deposits, comparison with the Tertiary loamy deposits (according to Lautridou and al., 1984).

1 - Typical loess and palaeosols ; 2 - Typical calcareous loess ; 3 - Typical loess and palaeosols (Hainaut, Ardennes) ; 4 - stratified loamy deposits ; 5 - Grain size boundary of the Northern France Tertiary sands ; 6 - Norman « Doublets loess » ; 7 - Norman typical calcareous loess.

1981), et les nouvelles données acquises en séquence continue (Antoine et al., 2001, Fig. 13), les principales caractéristiques granulométriques des lœss du Nord-Ouest Européen et plus particulièrement du Nord de la France sont les suivantes (Figs. 11, 12 et 13) :

- nette dominance de la fraction limoneuse (2-50 µm), et plus précisément de la fraction 20-50 µm (limons grossiers), qui représente généralement entre 50 et 65 % du sédiment total (Figs. 12 et 13). Néanmoins il faut tenir compte du gradient granulométrique lié à la distance par rapport à la zone source (augmentation progressive de la fraction fine et passage des lœss sableux aux lœss typiques quand on s'éloigne de la zone source, Fig. 6) ;

- la médiane se situe vers 25-30 µm en France et en Belgique ;

- dans les lœss typiques (non sableux et non argileux), le rapport limon grossier (20 à 50 µm) sur limon fin (2 à 20 µm) est supérieur à 2,2 dans le Nord de la France ;

- la courbe granulométrique cumulative du lœss typique (Fig. 12), est une sigmoïde asymétrique dont la branche supérieure (sables) est très limitée par rapport à la branche inférieure (limons très fins, argile) en raison du faible pourcentage de sable (200-200 µm : 0,5 à 1,5 %, localement : 2 % max.) ;

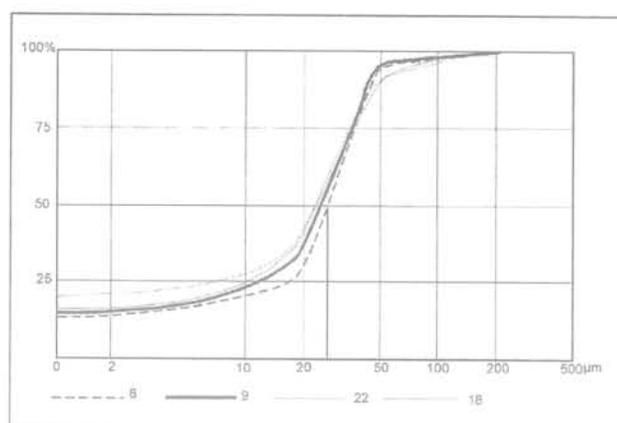


FIG. 12 Exemple de courbes granulométriques cumulatives de lœss de Normandie (Saint-Romain) (d'après Lautridou, 1985).

8 - Limon à doublets ; 9 - Lœss brunâtre ; 18 et 22 - Lœss calcaire lité.

Examples of grain-sizes curves of some Norman loess (Saint-Romain) (according to Lautridou, 1985).

8 - « Doublets loess » ; 9 - Brownish loess ; 18 and 22 - Laminated calcareous loess.

- la branche inférieure montre une faible inclinaison qui traduit un fort pourcentage d'argile fine (< 1 µm) par rapport à l'argile totale (< 2 µm). D'une manière générale le rapport d'argile fine sur argile totale dépasse largement 50 % ; il est cependant plus faible dans les lœss carbonatés (Jamagne et al., 1981), où les particules d'argile fine forment des agrégats avec les particules de carbonates de calcium. Enfin, en ce qui concerne la teneur en argile, on observe une zonation générale matérialisée par un enrichissement en argile des lœss vers le Nord et le Centre est du Bassin parisien (Jamagne et al., 1981).

Par rapport aux lœss, les sables éoliens (sables de couverture de la zone belgo-néerlandaise) montrent aussi un très bon classement avec une médiane comprise entre 150 et 300 µm (Vandenbergh et Gullentops, 1977). Dans la zone de transition des Flandres, les faciès se chargent progressivement en limon et l'on obtient des compositions intermédiaires ou bimodales (faciès sablo-limoneux de transition).

## 2.6

### Minéralogie

Du point de vue minéralogique, les lœss de l'Europe du Nord-Ouest, comme l'ensemble des lœss typiques, se caractérisent par une nette prédominance du quartz dans les fractions sableuses et limoneuses (60 à 70 % en moyenne, Pécsi, 1990). Les autres minéraux sont représentés en proportion décroissante par du feldspath, des micas (muscovite en quantité très variable, biotite), des minéraux lourds (épidote, amphibole, grenat) un peu de glauconie et des argiles (smectite, vermiculite, illite). Dans le faciès typique, la fraction carbonatée est très variable, inférieure à 12 % dans le Nord, la Normandie et la campagne de Caen, elle atteint 15 à 25 % en Picardie et dans le Centre-Est du Bassin parisien (Lautridou, 1985) et dans la vallée du Rhin.

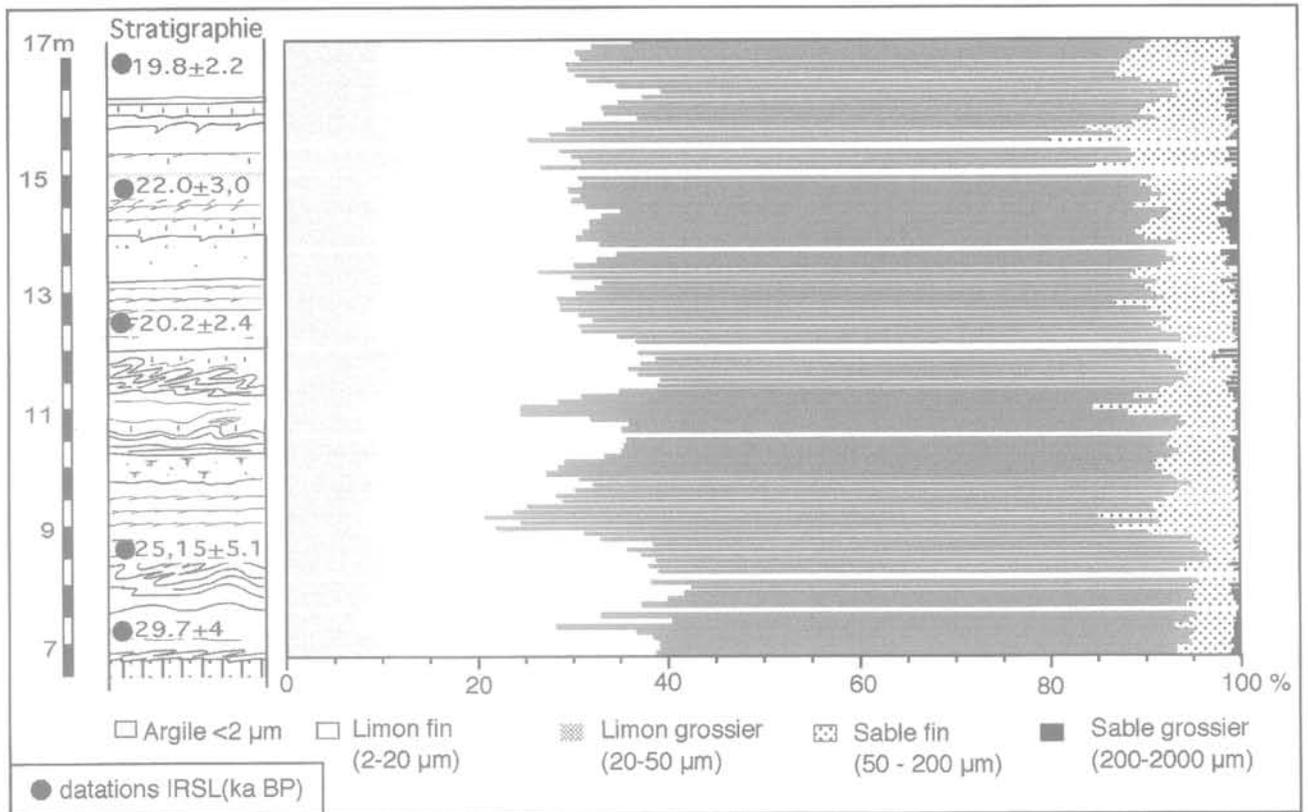


FIG. 13 Granulométrie en continu (1 échantillon/10 cm) des loëss calcaires du Pléniglaciaire supérieur de la vallée du Rhin (Nussloch-Heidelberg).  
Continuous grain-size data (1 sample/10 cm) in the Upper Pleniglacial calcareous loess of the Rhine Valley (Nussloch-Heidelberg).

Comme l'ont montré les expérimentations menées au Centre de géomorphologie du CNRS de Caen, la fraction carbonatée sédimentaire des loëss (carbonates primaires) est produite par la gélifraction des calcaires du substrat (Lautridou, 1985). Ces carbonates détritiques, générés par la gélifraction des calcaires sur les versants sont entraînés dans les plaines alluviales par les processus de ruissellement et de solifluxion, puis transitent par le réseau hydrographique en direction des paléostuaires où ils seront ultérieurement soumis à la déflation. Parallèlement à cette production par gélifraction, une fraction de carbonates primaires est engendrée par l'abrasion des éléments calcaires (blocs galets, granules) en contexte fluviatile dans les plaines alluviales.

L'association de minéraux lourds à épidote, amphibole et grenat, dominante en Normandie, diminue progressivement vers l'Est en faveur des minéraux lourds ubiquistes (minéraux que l'on trouve dans tous les loëss comme le zircon, la tourmaline et le rutile). Par ailleurs, les assemblages de minéraux lourds des loëss weichseliens et saaliens supérieurs (épidote, amphibole, grenat) sont nettement différents de ceux des dépôts antérieurs dominés par les ubiquistes (Balescu, 1986)

La fraction argileuse inférieure à deux microns est dominée par des argiles mal cristallisées et interstratifiées. Excepté dans le bocage Normand, la vermiculite et la smectite dominent la kaolinite et l'illite. Enfin, le chlorite, présente d'une manière très irrégulière, apparaît surtout dans les loëss de l'Ouest de la Picardie et du Bocage normand où elle caractérise les loëss du Saalien supérieur et du Weichselien (Lautridou, 1985).

## 2.7

### Microstructure

Une simple accumulation de poussières éoliennes à la suite de la baisse de la dynamique éolienne (obstacle, zone sous le vent, végétation) ne permet pas d'expliquer la structure particulière du loëss typique (« *Loess is not just the accumulation of dust* », Pécsi, 1990). Cette structure, la *fabric* des auteurs anglais, se caractérise par une certaine cohésion du matériau et une forte proportion de vides que l'on n'observe pas dans un simple dépôt de poussières éoliennes (Pécsi, 1990 ; Derbyshire, 1984, Derbyshire et Mellors, 1986). Cette différence est due à l'intervention de processus d'altération et de redistribution des carbonates dénommée « loëssification » (Lozec, 1964 ; Kukla, 1977 ; Liu *et al.*, 1985).

Au cours de ce processus syngénétique, qui apparaît dans les environnements froids arides ou semi-désertiques, les carbonates primaires (calcite, dolomite) sont partiellement altérés puis reprécipités sous la forme de ciments carbonatés. Ces ciments carbonatés participent à la consolidation du matériau et à l'acquisition du faciès loëss typique. Les carbonates secondaires peuvent aussi avoir pour origine la dissolution de coquilles de mollusques ou encore la combinaison des ions calcium résultant de l'altération des feldspaths avec le CO<sub>2</sub> formé dans les sols (Pécsi, 1990).

Les études basées sur l'analyse microstructurale au microscope électronique à balayage (MEB) (Fig. 14), ont montré que la structure originelle des loëss typiques pouvait se définir par les caractéristiques suivantes (Derbyshire, 1984 ; Wang *et al.*, 1984 ; Derbyshire et Mellors, 1986):

## Processus postdépôtionnels

Cette structure originelle poreuse et isotrope, qui caractérise les lœss typiques, peut être altérée par des processus postdépôtionnels tels que la compaction, la décalcification, la migration ou l'illuviation d'argile, les remaniements (ruissellement, gélifluxion), ou encore les processus liés au gel-dégel. La mise en évidence de ces différents processus est importante car ils modifient les caractéristiques géotechniques en renforçant les ponts intergranulaires et interagrégats (pédogenèse) ou au contraire en les brisant (ruissellement, gel-dégel, hydroconsolidation).

### 2.8.1

#### Processus sédimentaires

Le processus sédimentaire non éolien le plus fréquent dans les séquences lœssiques est le ruissellement. Ce processus détruit la structure originelle isotrope des lœss en introduisant un litage qui se manifeste le plus souvent par l'incorporation de sédiments plus grossiers (lits de sable, granules de craie). Ces caractéristiques permettent de distinguer aisément les lœss remaniés par ruissellement sur le terrain (litages irréguliers, microchenaux), et lors d'analyses en lames minces (micromorphologie) ou au MEB (apparition de microlaminations, de surfaces d'érosion et de granoclasses, destruction des agrégats, destruction des ponts argileux).

Du point de vue géotechnique, le remaniement des lœss, en réduisant leur porosité, leur confère une plus forte densité et induit une diminution de l'effondrabilité. Par ailleurs, dans certains dépôts lœssiques comme les lœss calcaires du Pléniglaciaire de la Normandie et du Nord-Picardie, on observe généralement des faciès finement lités (lœss calcaires lités à microfentes, Figs. 8, 9 et 10). Ces dépôts se caractérisent par l'alternance de niveaux lœssiques en place (lits ou lamines de 1 à ± 10 mm), et de lits apparemment plus compacts de lœss remaniés, de coloration plus sombre (brun à grisâtre), qui incorporent localement des granules de craie. Cette structure est souvent interprétée comme la conséquence de la fonte saisonnière de la couverture neigeuse en milieu lœssique et rapportée à une dynamique nivéo-éolienne (Lautridou et Sommé, 1974 ; Mûcher *et al.*, 1981 ; Vreeken et Mûcher, 1981 ; Dijkmans, 1990).

Cependant, la présence d'un litage fin millimétrique, caractéristique des lœss du Pléniglaciaire supérieur entre 20 et 25 000 BP n'implique pas obligatoirement de phase de transit des particules par ruissellement. En effet, d'après les observations récentes effectuées dans la partie sommitale de grandes dunes de lœss de la rive droite de la vallée du Rhin (Nussloch-Heidelberg, Fig. 10), cette structure finement laminée apparaît formée par l'accumulation d'une multitude de lamines lœssiques en place, de granulométrie variable, correspondant à des épisodes de type tempête de poussière (Antoine *et al.*, 2001).

### 2.8.2

#### Processus périglaciaires

Les traces de l'impact des phénomènes périglaciaires sont particulièrement abondantes dans les

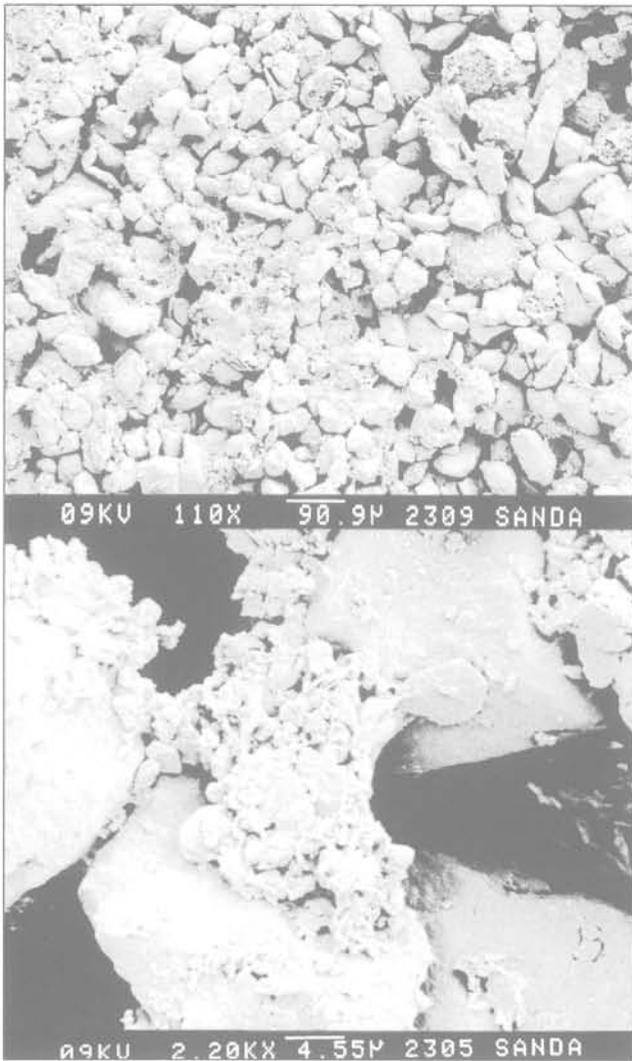


FIG. 14 Microstructure d'un lœss typique calcaire au MEB avec micro-agrégats syngénétiques en place (photo du bas) (Longpré, Somme, d'après Balescu, 1988) (photos originales transmises par E. Derbyshire, University of London).

Microfabric of a typical calcareous loess under SEM microscope, with undisturbed micro-aggregates (lower photo) (Longpré, Somme, according to Balescu, 1988) (original photo provided by E. Derbyshire, University of London).

- absence d'orientation préférentielle des grains silteux du squelette (structure isotrope) ;
- forte proportion de vides (40 à 60 %) ;
- présence de carbonates secondaires précipités au contact des grains, dans les biopores (racines) et sur les ponts argileux ;
- présence de ponts d'argile qui cimentent les grains silteux et renforcent la cohésion du matériau ;
- présence de revêtements argileux sur les grains silteux ;
- présence d'agrégats de particules argileuses (*buttresses*) de forme arrondie et de la taille des silts (10-15 µm). Ces agrégats syngénétiques sont diagnostiques des lœss typiques en place et participent à leur stabilité. Leur destruction sous l'effet d'une saturation en eau a pour conséquence un effondrement du lœss (Derbyshire, 1984).

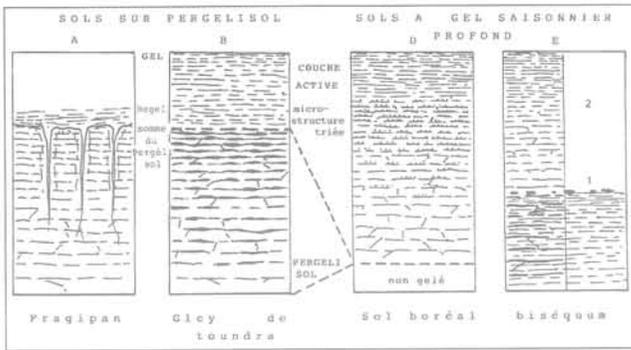


FIG. 15 Structures de ségrégation de glace dans les sols limoneux (d'après Van Vliet-Lanoë, 1987).  
Ice segregation structures in loamy soils (according to Van Vliet-Lanoë, 1987).

séquences lœssiques de l'Europe du Nord-Ouest (Pissart, 1987 ; Van Vliet-Lanoë, 1987 ; Huijzer, 1993 ; Vandenberghe et Pissart, 1993). Leur prise en compte est importante du point de vue géotechnique, car ils provoquent des modifications majeures du comportement mécanique des lœss. Les principaux phénomènes liés à l'action du gel dans les lœss et les paléosols sont les suivants :

– Les structures de gel-dégel et de gel saisonnier profond (Fig. 15)

Dans les sols limoneux, un gel lent et progressif engendre la formation de lentilles de glace de ségrégation (Pissart, 1987 ; Van Vliet-Lanoë, 1990). Le développement de ces lentilles de glace, sub-parallèles aux isothermes du sol, entraîne la formation d'agrégats polyédriques. La succession de nombreuses phases de gel-dégel s'accompagne d'une compaction et se traduit par l'apparition de structures polyédriques à lamellaires (Pissart, 1987 ; Van Vliet-Lanoë, 1987). Cette compaction mécanique et physique provoque une consolidation des sols limoneux assimilable en géotechnique à une forme de surconsolidation. En effet, les agrégats subissent une ultra-dessiccation, et une très forte compaction lors de la croissance des lentilles de glace (réduction de la porosité de drainage). Parallèlement la pression engendre un lissage de la surface des agrégats (stress cutans, Brewer, 1964). Ces phénomènes ont pour conséquence une très grande stabilité des agrégats qui pourront être remaniés par gélifluxion ou par ruissellement sans être détruits. Dans les sols à gel saisonnier profond (1,5 à 2 m), la structure s'épaissit progressivement en profondeur (0,5 à ± 2 cm), en liaison avec l'amortissement de l'onde de gel. En revanche, dans les permafrosts, le sommet de la couche perpétuellement gelée se marque par une discontinuité brutale de la structure lamellaire.

Dans le cas d'un gel-dégel profond, les agrégats prennent progressivement une forme lenticulaire au cours des alternances gel-dégel. Parallèlement, leur sommet se couvre d'une coiffe de matériel fin (silts et argiles) légèrement stratifiée puis d'un revêtement granoclassé de grains libres d'un à 10 mm d'épaisseur (Brewer, 1976). Cette structure particulièrement typique du gel-dégel profond correspond à la « *banded fabric* » de J. Dumanski (1964).

– Cryoptation (*frost creep*), gélifluxion et solifluxion

Ces processus, très fréquents dans les séries lœssiques, correspondent à différents stades de déstabilisation

de la structure de ségrégation de glace sous l'effet d'une pente et (ou) de l'augmentation de la surcharge hydrostatique.

La cryoptation se traduit par l'affaissement du sédiment au fur et à mesure de son dégel sur pente (Washburn, 1967 ; Van Vliet-Lanoë, 1987). En présence d'une pente même très faible (1°), les agrégats formés par le gel-dégel subissent une rotation au moment du dégel et l'ensemble du sédiment est alors affecté par un mouvement d'écoulement lent (fauchage). Si la pente augmente ou si le processus s'accélère, les agrégats glissent progressivement les uns sur les autres et s'arrondissent par rotation (cryoptation accélérée, Van Vliet-Lanoë, 1987). Le stade ultime de cette dynamique est représenté par la gélifluxion qui se traduit par la mise en place de véritables coulées boueuses.

– Cryoturbations et pseudomorphoses de coins de glace

Les cryoturbations et les pseudomorphoses de coins de glace apparaissent à plusieurs niveaux dans la séquence lœssique de l'Europe du Nord-Ouest et constituent des horizons repères pour la corrélation des différents profils (Lautridou et Sommé, 1974 ; Haesaerts, 1985) (Figs. 10 et 16). A la suite des travaux de A. Pissart (1987), de B. Van Vliet-Lanoë (1987), les cryoturbations sont interprétées comme le résultat d'un gonflement cryogénique différentiel (différence de dilatation des matériaux en fonction de leur gélivité). En effet, dans le cas de gélivités contrastées (ex. : limon/ sable), les expériences menées au Centre de géomorphologie de Caen montrent clairement la formation de structures en gouttes ou en poires lorsque la pression engendrée par ce phénomène est bloquée en surface lors du regel. Dans le cas d'un milieu mal drainé à nappe affleurante, le gonflement cryogénique, bloqué par la rigidification superficielle lors de l'engel provoque une déformation en goutte vers le bas. Par contre en milieu drainé, le gonflement cryogénique peut s'exprimer vers la surface et donne naissance à des formes en relief (ostioles, sols à buttes).

Les coins de glace sont des formes dérivant des fentes de contraction thermique, ils se forment progressivement par la succession de phases de fissuration du permafrost par contraction thermique en hiver et de comblement par de la glace de regel résultant de la fonte de la couverture neigeuse au printemps (French, 1996 ; Murton et French, 1992, 1993a, b ; Péwé, 1962 ; Pissart, 1987 ; French et Godzick, 1988 ; Harry et Godzick, 1988). La formation de ces structures témoigne de la présence d'un permafrost, d'une température moyenne annuelle inférieure à - 8 °C et de l'absence de couverture neigeuse épaisse.

A la suite de la dégradation du coin de glace, la structure est le plus souvent fossilisée par les apports lœssiques (pseudomorphose de coin de glace, Fig. 16). Ces structures qui atteignent couramment 1 m d'ouverture pour 2 m de profondeur dans les lœss du Nord-Picardie s'organisent en réseau polygonal à maille décimétrique.

### 2.8.3

#### Processus pédologiques

Comme tout dépôt sédimentaire, les lœss sont susceptibles d'être affectés par une pédogenèse. Ce phé-

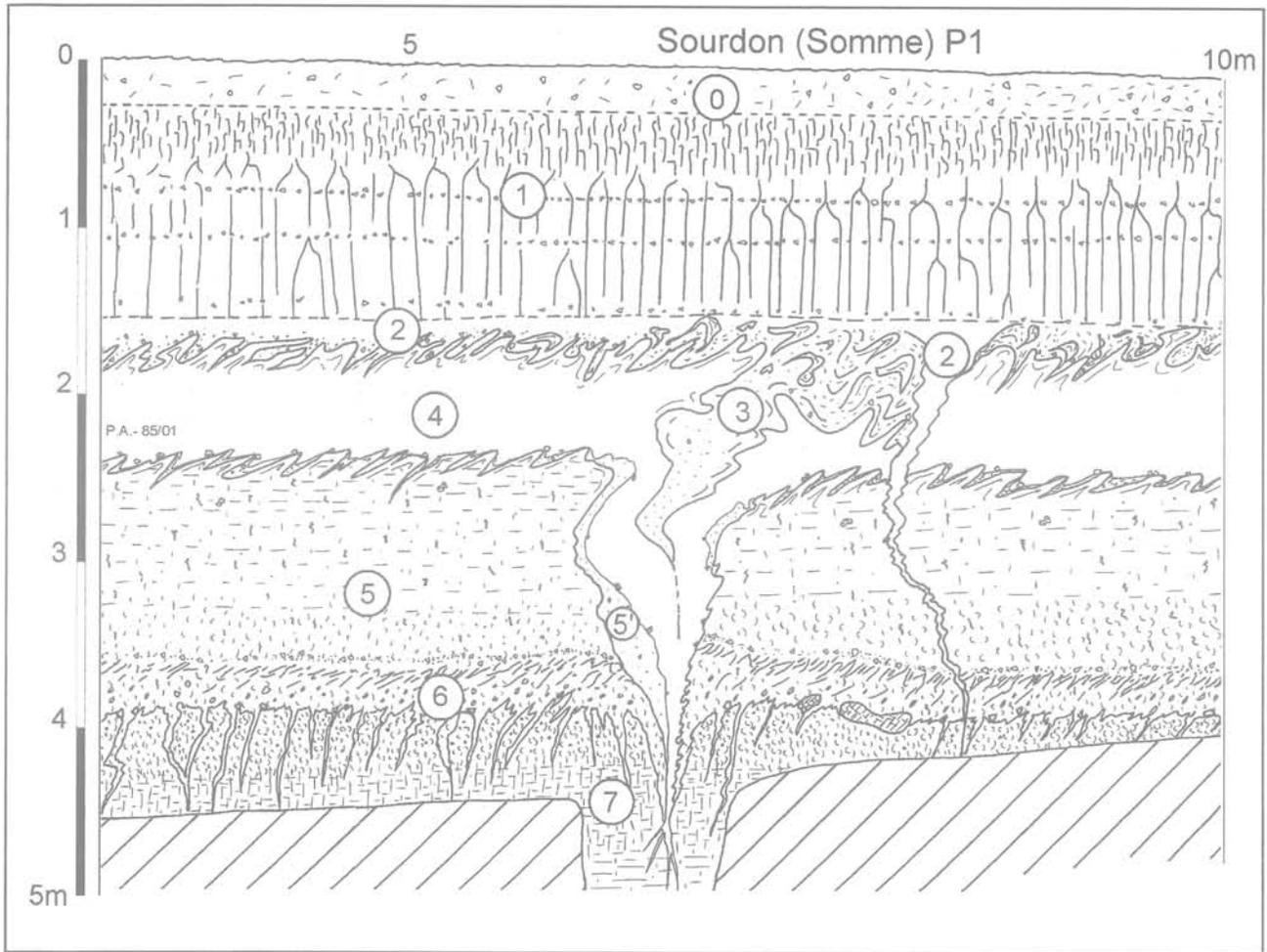


FIG. 16 Levé partiel de la coupe de Sourdon (Somme, localisation : Fig. 7), montrant une pseudomorphose de grande fente à coin de glace et des horizons à langues (d'après Antoine, 1990, modifié).

0 - Horizon humifère de surface ; 1 - Horizon Bt du sol brun lessivé de surface ; 2 - Lœss calcaire homogène ; 3 - Horizon grisâtre à langues de gélifluxion ; 4 - Lœss calcaire homogène ; 5 - Lœss brun à structure feuilletée ; 5' - Lœss grisâtre géliflucté ; 6 - Horizon humifère bioturbé ; 7 - Horizon Bt complexe tronqué (dernier interglaciaire).

Partial drawing of the Sourdon section (Somme, location : Fig. 7) showing ice wedges cast and tongue horizons (according to Antoine, 1990, modified).

0 - Humic horizon of the surface soil ; 1 - Bt horizon of the surface brown leached soil ; 2 - Calcareous loess ; 3 - Greyish loam with gelifluxion tongues ; 4 - Calcareous loess ; 5 - Brown loess with foliated structure ; 5' - Geliflucted greyish loam ; 6 - Bioturbated humic horizon ; 7 - Complex Bt horizon of a brown leached soil (Last Interglacial).

nomène modifie d'ailleurs fortement les caractéristiques initiales des lœss (baisse de la porosité, augmentation de la résistance à la compaction...). Par exemple, des mesures au scissomètre portable, effectuées sur une séquence de lœss à proximité du tracé du TGV Nord, ont montré une augmentation très sensible de la résistance mécanique au cisaillement entre un lœss calcaire (250 kPa) et le même lœss décarbonaté et pédogénésé (650 kPa).

D'une manière simplifiée, dans les lœss calcaires de la France du Nord, il est possible de distinguer deux grands ensembles de pédogenèse : les pédogenèses caractérisées par une illuviation d'argile ( $\pm$  humifère), et généralement précédées par une décarbonatation totale (sol brun lessivé, sols gris forestier), et les pédogenèses sans illuviation d'argile (sol brun arctique/boréal, sol humifère steppique/sol de « prairie arctique », gley de toundra).

- Pédogenèses avec illuviation d'argile (lessivage)

La décarbonatation représente le stade initial de l'altération des lœss calcaires au cours du processus de

pédogenèse de type sol lessivé ou sol brun lessivé (Duchaufour, 1984 ; Van Vliet-Lanoë, 1987) (Fig. 17). Ce phénomène intervient dans un contexte de transition, en début d'amélioration climatique, en liaison avec la fonte du pergélisol. Pour les lœss weichseliens, la décarbonatation débute à la fin du Pléniglaciaire vers 16 000 BP environ (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1992). Elle se manifeste tout d'abord par la formation de niveaux à doublets (succession de bandes à texture plus fine de 0,5 à 2 cm d'épaisseur dans les derniers lœss). L'origine de ces structures pédologiques typiques des lœss sous-jacents à un horizon d'accumulation des argiles (horizon Bt) est reliée à une illuviation précoce (dépôt d'argiles) sur des surfaces de discontinuités générées par le gel.

La deuxième phase d'illuviation d'argile est liée à la dégradation définitive du pergélisol au cours de l'interstade de Bølling vers 13 000 BP (Fig. 17). Ce processus entraîne une remobilisation des argiles présentes dans le matériau loessique dans l'ensemble de la matrice du sédiment et débouche sur la formation de l'horizon Bt du sol de surface. Du point de vue géotechnique, cet horizon

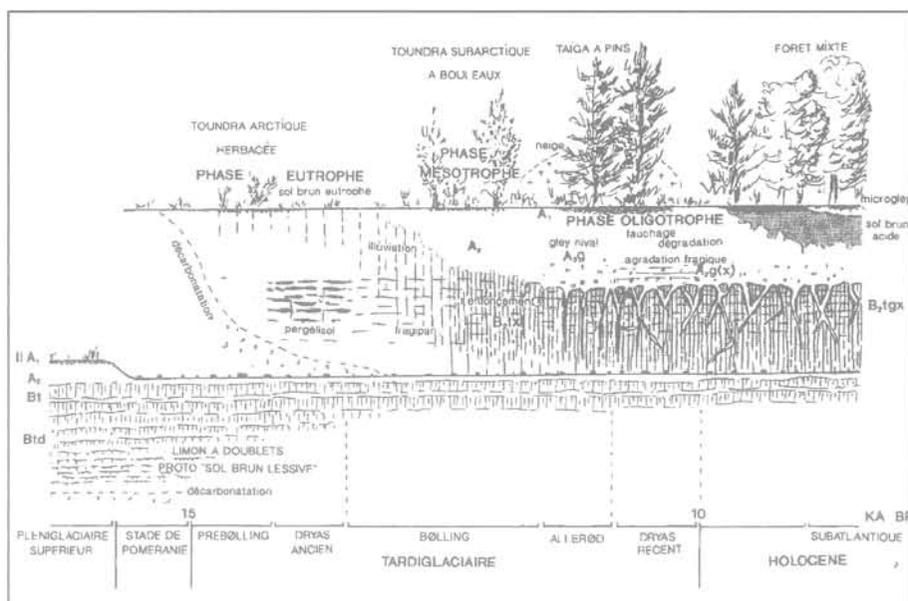


FIG. 17 Schéma de l'évolution pédologique du sol de surface en milieu loessique depuis 16 000 ans environ (d'après Van Vliet-Lanoë, *et al.*, 1992). Summarised diagram of the pedological evolution of the surface soil in loessic environment since 16 000 BP (according to Van Vliet-Lanoë and *al.*, 1992).

est fondamental car il isole et protège les dépôts loessiques carbonatés sous-jacents du ruissellement, des trop fortes variations d'humidité et du gel-dégel qui peuvent entraîner des dégradations irréversibles de la structure des loess au niveau d'un chantier (formation de ravines de ruissellement, effondrements). En cas de décapage en profondeur d'un chantier (1 à 2 m suivant les cas), on retrouve ainsi en surface une couche de loess non altéré et non saturé, qui conserve sa forte porosité et son potentiel d'effondrement.

Dans la séquence des loess weichseliens du Nord-Picardie, on retrouve des pédogenèses de même type à la base de la séquence, au niveau du dernier interglaciaire (Eemien : 112 à 128 000 BP). Cependant, par rapport à l'horizon argileux de surface, l'horizon Bt du sol brun lessivé contemporain de la fin de l'avant-dernier glaciaire et du dernier interglaciaire présente des différences importantes liées à la surimposition de plusieurs phases de pédogenèse et de gel saisonnier profond, contemporaines du début du Weichselien (horizon Bt polyphasé, Fig. 9, n° 22). Cette succession se traduit par une plus forte compaction, une teneur en argile plus importante (25 à 30 %), et une structure polyédrique résultant du gel saisonnier profond (-1,5 à -2 m) contemporain des phases froides du début Weichselien ( $\pm$  75-112 000 BP).

La base des séquences loessiques weichseliennes de l'Europe du Nord-Ouest montre très fréquemment des sols humifères argileux de type gris-forestiers (Driesen et Dudal, 1991 ; Gerasimova *et al.*, 1996), formés sur des colluvions limoneuses issues de l'érosion du sol interglaciaire. Ces sols se distinguent nettement des sols bruns lessivés par une coloration brun noir, une forte bioturbation, et des illuviations argilo-humiques à silto-humiques stratifiées épaisses et une forte structuration par le gel. Ils correspondent à un contexte climatique continental frais (précipitations < 600 mm/an) et sont attribuables à la première phase du Début-Glaciaire (Antoine *et al.*, 1994, 1998). Du point de vue mécanique, ils se distinguent par une forte compacité et une

résistance mécanique élevée en liaison avec leur forte teneur en argile (25 à 30 %). Par contre la présence d'une forte structure de gel saisonnier (structure prismatique à lamellaire centimétrique à enduits de silts blancs), qui leur confère un débit en blocs centimétriques, introduit de nombreuses discontinuités pouvant favoriser une infiltration rapide entre les agrégats polyédriques hypercompactés.

- Pédogenèses sans illuviations argileuses, sols isohumiques et gleys de toundra

Dans les séquences loessiques de l'Europe de l'Ouest le Pléni-glaciaire moyen ou Interpléni-glaciaire (Haesaerts, 1985) (30-50 000 BP), se caractérise par le développement d'un sol ou d'un complexe de sols bruns de type boréal, qui traduit une amélioration climatique relative (toundra à bouleaux), par rapport aux conditions qui régnaient lors du dépôt des loess. Ce sol, bien visible dans la plupart des sondages effectués sur le tracé du TGV-Nord (Antoine, 1991), se matérialise par un horizon brun argileux sans illuviation, à forte structure lamellaire et par l'abondance des précipitations carbonatées à la base (biotubules, pseudomycelium). Sa structure lamellaire fine « feuilletée » est héritée de la phase de ségrégation de glace contemporaine de l'établissement d'un permafrost vers 30 000 BP.

Les séquences loessiques du Nord-Ouest européen se distinguent aussi par la présence de pédogenèses peu évoluées (pédogenèses de milieux froids), sans illuviation d'argile et sans décarbonatation notable :

- les sols humifères sans illuviation d'argiles sont représentés par les sols isohumiques steppiques et les sols de prairie arctique (Van Vliet-Lanoë, 1987). Ces sols peu épais (0, 2 à 0,5 m), de coloration grisâtre, s'individualisent par une humification homogène et une forte bioturbation (brassage par les insectes et larves d'insectes). Ils apparaissent essentiellement dans la deuxième partie du Début-Glaciaire dans la phase steppe entre 65 et 70 000 BP environ (Van Vliet-Lanoë, 1987 ; Antoine *et al.*, 1994, 1998, 1999a) ;

– les gleys de toundra sont fréquents dans les lœss de l'Europe du Nord-Ouest essentiellement au cours du Pléniglaciaire supérieur (25-20 000 BP) et souvent associés à des pseudomorphoses de coins de glace et à des cryoturbations (Fig. 9, nos 5 et 7). Ils se distinguent par une déferrification en milieu temporairement hydromorphe en liaison avec un engorgement saisonnier de la couche active du permafrost au cours du dégel estival (Van Vliet-Lanoë, 1987). Les données analytiques montrent que ces horizons se caractérisent par une migration du fer, des carbonates et des argiles vers la base de la couche active. Du point de vue mécanique ils s'individualisent par une plus forte compacité.

4

## Conclusion

Les lœss sont largement représentés dans l'hémisphère Nord et, plus particulièrement, en Europe aux latitudes tempérées, autour de 50° N, où ils constituent une formation typique des grandes glaciations quaternaires (sédiment éolien caractéristique des contextes périglaciaires).

D'une manière générale, les lœss ne constituent pas une formation homogène mais s'organisent en séquences lœssiques montrant une succession de cycles de type glaciaire-interglaciaire ( $\pm 100\ 000$  ans). Cette cyclicité se manifeste par l'alternance de phases de dépôt de lœss typiques carbonatés lors des phases pléniglaciaires, et de paléosols ou de complexes de paléosols qui traduisent des périodes d'arrêt de la sédimentation, d'altération et de pédogenèse dans un contexte

d'amélioration climatique (interglaciaire ou interstadaire). Ces séquences lœssiques ont depuis longtemps intéressé les quaternaristes qui les ont tout d'abord abordées dans une optique stratigraphique, sédimentologique et génétique. De plus en plus ces séquences font l'objet d'études détaillées dont l'objectif principal est la reconstitution des variations climatiques et des modifications de l'environnement en domaine continental, où elles représentent l'enregistrement le plus complet.

Dans la France septentrionale, les études menées depuis les années 70 se sont nettement développées depuis une dizaine d'années à l'occasion des grands travaux d'aménagement et des opérations de sondage et de fouille liées à l'archéologie préventive. Ces recherches, essentiellement axées sur la séquence du dernier cycle interglaciaire-glaciaire (128-15 ka), débouchent sur un renouvellement des données de terrain qui, associé aux nouvelles datations TL, permet actuellement de définir d'une manière relativement précise la stratigraphie et la morphologie de ces dépôts, et de proposer des corrélations détaillées avec celle des régions limitrophes (Allemagne, Belgique).

Parallèlement, ces travaux nous permettent de mieux comprendre les importantes différences de comportement géotechnique, et notamment d'effondrabilité, qui caractérisent les différentes unités pédo-sédimentaires constituant la série lœssique, en fonction de leur histoire sédimentaire, pédologique et périglaciaire. Enfin, cette connaissance détaillée fournit une base qui permettra à l'avenir d'effectuer une prédiction rapide, à partir de l'analyse des faciès, des problèmes d'effondrabilité pour les chantiers qui se dérouleront dans cette zone lœssique du Nord et de l'Est de la France.

## Bibliographie

- An Z., Kukla G.L., Porter C.S., Xiao J. (1991) – « Magnetic susceptibility evidence of monsoon variations on the Loess Plateau of Central China during the last 130 000 years ». *Quaternary Research*, 36, p. 29-36.
- Andersen B.J., Borns H.W. (1997) – *The Ice Age World*. Scandinavian University Press, Oslo, 208 p.
- Antoine P. (1989a) – « Stratigraphie des formations pléistocènes de Sangatte (Pas-de-Calais), d'après les premiers travaux du Tunnel sous la Manche ». *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 37, p. 5-17.
- Antoine P. (1989b) – *Les terrasses quaternaires du bassin de la Somme : étude géologique et géomorphologique. Contribution à la connaissance du paléoenvironnement des gisements paléolithiques*. Thèse Doct. Univ. Sciences et Techniques de Lille Flandres-Artois, 437 p.
- Antoine P. (1991) – « Nouvelles données sur la stratigraphie du Pléistocène supérieur de la France septentrionale, d'après les sondages effectués sur le tracé du TGV-Nord ». *Publ. du Centre d'Études et de Recherches préhistoriques de Lille*, 3, p. 9-20.
- Antoine P. (1994) – « The Somme Valley terrace system (Northern France); A model of river response to quaternary climatic variations since 800 000 BP ». *Terra-Nova*, 6, p. 453-464.
- Antoine P., Munaut A.V., Sommé J. (1994) – « Réponse des environnements à l'évolution climatique du Début-Glaciaire weichsélien : données de la France du Nord-Ouest ». *Quaternaire*, 5, p. 151-156.
- Antoine P., Lautridou J.-P., Sommé J., et al. (1998) – « Le Quaternaire de la France du Nord-Ouest : limites et corrélations ». *Quaternaire*, 9 (3), p. 227-241, 1 pl. HT.
- Antoine P., Rousseau D.D., Lautridou J.P., Hatté C. (1999a) – « Last Interglacial-Glacial climatic cycle in loess-palaeosol successions of North-Western France ». *Boreas*, 28, p. 551-563.
- Antoine (ss la dir. de) (1999b) – « Extension des lœss et sables éoliens à  $18 \pm 2$  Ka en France ». Dans *La France pendant les deux derniers extrêmes climatiques, variabilité naturelle des environnements*. INQUA et ANDRA (eds). Carte à 1/1 000 000 et notice explicative, p. 22-26.
- Antoine P., Rousseau D.D., Zöller L., Lang A., Munaut, A.V., Hatté C., Fontugne M. (2001) – « High resolution record of the last Interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-palaeosol sequences, Upper Rhine Area Germany ». *Quaternary International*, 76-77, p. 211-229.
- Balescu S. (1986) – « La minéralogie des lœss du Nord de la France, et la position stratigraphique des paléosols intra-lœssiques ». *Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quatern.*, 26, p. 165-170.
- Balescu S. (1988) – *Apports de la thermoluminescence à la stratigraphie et à la sédimentologie des lœss du Nord-Ouest de l'Europe*. Thèse Doct. Scien. Univ. Bruxelles, 2 vol. I : 199 p.; vol. II : annexes, 144 p.
- Beer J., Shen C., Heller F., Liu T., Kubik P.W. (1993) – «  $^{10}\text{Be}$  and magnetic susceptibility in Chinese loess ». *Geophysical research letter*, 20, p. 57-60.
- Brewer R. (1976) – *Fabric and mineral analysis of soils*. New York, Krieger.
- Brunnacker K. (1986) – « Quaternary stratigraphy in the lower Rhine area and Northern alpine foothills ». Dans « Quaternary Glaciations in Northern Hemisphere », *Quaternary Sciences Review*, 5, p. 373-379.
- Buraczynski J., Butrym J. (1984) – « La datation du profil d'Achenheim (Alsace) à l'aide de la méthode de la thermoluminescence ». *Bull. Ass. Fr. et Quat.*, 4, p. 201-209.
- Coude-Gaussens (1987) – « The perisaharan loess: sedimentological characterisation and paleoclimatic significance ». *Geo journal*, 15 (2), p. 177-185.
- Cui Y.J., Schlosser F., Delage P., Wojnarowicz M., Durand (1995) – « Comportement mécanique des lœss sur le tracé du TGV-Nord ». *X ECSEMF*, Copenhague, 6 p.
- Damblon F., Haesaerts P., Van Der Plicht J. (1996) – « New datings and considerations on the chronology of the Upper Palaeolithic sites in the Great Eurasian Plain ». *Préhistoire Européenne*, 9, p. 177-231.
- Derbyshire E. (1984) – « Granulometry and fabric of the loess at Jiuzhoutai, Lanzou, People's Republic of China ». Dans *Litho-*

- logy and stratigraphy of loess and paleosols, M. Pécsi (ed.), Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Science, Budapest, p. 95-103.
- Derbyshire E., Mellors T.W. (1986) – « Loess ». Dans *A Hand-Book of engineering geomorphology*, P.G. Fookes and P. Vaughan (eds.), Surrey University Press and Blackie, Edinburgh, p. 237-246.
- Derbyshire E., Wang E., Jin J.T., Billard A., Egels Y., Jones D.K.C., Kasser M., Muxart T., Owen L.A. (1991) – « Landslides in the Gansu loess of China ». Dans « Loess geomorphological hazards and processes », S. Okuda, A. Rapp, L. Zhang (eds.), *Catena*, Suppl. 20, p. 119-145.
- Dijkmans J.W. (1990) – « Niveo-aeolian sedimentation and resulting sedimentary structures; Søndre Strømfjord area, Western Greenland ». *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, p. 83-86.
- Dijkstra T.A. (2000) – *Loess slope instability in the Lanzhou region*. Netherlands Geographical Studies, Univ. Utrecht, 301 p.
- Ding Z.L., Renb J.Z., Su J.M., Liu T.S. (1998) – « Climatic instability during the Penultimate Glaciation: evidence from the Chinese Loess Deposits ». *PAGES-Newsletter*, 6-1, p. 3-4.
- Driessen P.M., Dudal R. (1991) – *The major soils of the world. Lecture notes on their geography, formation, properties and use*. Driessen P.M., Dudal R. (eds). Agricultural University Wageningen & Katholieke Universiteit Leuven, p. 245-248.
- Dubois G., Firtion F. (1936) – « Esquisse de l'extension des limons lœssiques en France ». *Bull. du service de la carte géol. d'Alsace et de Lorraine*, III, p. 21-26.
- Duchauffour P. (1984) – *Pédologie*. Masson, 220 p.
- Dumanski J.A. (1964) – *A micropedological study of eluviated horizons*. Master Thesis, Univ. of Saskatchewan.
- Engelmann A., Frechen M., Antoine P. (1999) – « Chronostratigraphie frühweichselzeitlicher kolluvialer Sedimente von Bettencourt-Saint-Ouen (Nord-Frankreich) ». Dans *Terrestrische Quatärgeologie*, Becker-Hauman, Frechen M. (eds) Logabook, Köln, p. 12-22.
- Eden D.N. (1980) – « The loess of North-East Sussex ». *Boreas*, 9 (3), p. 165-177.
- Fisher T.G. (1996) – « Sand wedges and ventifact palaeoenvironmental indicators in North-west Saskatchewan, Canada, 11 ka to 9.9 ka BP ». *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, p. 391-408.
- Forman S.L., Bettis E.A., Kemmis T.J., Miller B.B. (1992) – « Chronologic evidence for multiple periods of loess deposition during the Late Pleistocene in the Missouri and Mississippi River Valley, United-States: implications for the activity of the Laurentide Ice Sheet ». *Paleogeogr. Palaeo-clim. Palaeoecol.*, 93, p. 71-83.
- Frechen M. (1999) – « Upper Pleistocene loess stratigraphy in Southern Germany ». *Quaternary Geochronology*, 18, p. 243-269.
- French H.M. (1996) – *The periglacial environment*. London, Longman, 2nd edition.
- French H.M., Gozdzik ?? (1988) – « Pleistocene epigenetic and syngenetic frost fissures, Belchatow, Poland ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25, p. 2017-2027.
- Gerasimova M.L., Gubin S.V., Shoba S.A. (1996) – « Soils of Northern Forest-Steppe. Grey forest-soils ». Dans *Soils of Russia and adjacent countries: Geography and Micromorphology*, R. Miedema (ed.), Moscow-Wageningen, p. 123-134.
- GRIP Members (1993) – « Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature* 364, p. 203-207.
- Gullentops F. (1954) – *Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, XVIII, p. 125-252.
- Guo Z., Liu T., Guiot J., Wu N., Han J., Liu J., Gu Z. (1996) – « High frequency pulses of East Asian monsoon climate in the last two glaciations: link with the North Atlantic ». *Climate Dynamics*, 12, p. 701-709.
- Haesaerts P. (1985) – « Les lœss du Pléistocène supérieur en Belgique: comparaison avec les séquences de l'Europe centrale ». *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 22, p. 105-115.
- Haesaerts P., Juvigné E., Kuyt O., Mucher H., Roebroeks W. (1981) – « Compte rendu de l'excursion du 13 juin 1981, en Hesbaye et au Limbourg néerlandais, consacrée à la chronostratigraphie des lœss du Pléistocène supérieur ». *Annales de la Société géologique de Belgique*, T. 104, p. 223-240.
- Haesaerts P., Dupuis C. (1986) – « Contribution à la stratigraphie des nappes alluviales de la Somme et de l'Avre dans la région d'Amiens ». Dans « Chronostratigraphie et faciès culturels du Paléolithique inférieur et moyen dans l'Europe du Nord-Ouest », *Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 26, p. 171-186.
- Han J.M., Hus J.J., Paepe R., Vandenberghe R.E., Liu T.S. (1991) – « The rock magnetic properties of the Malan and Lishi Formations in the Loess Plateau of China ». Dans *Loess, Environment and Global Change*, Liu T.S. (ed.), Beijing Science Press China, p. 30-47.
- Harry D.G., Gozdzik J.S. (1988) – « Ice wedges: growth, thaw transformation, and palaeoenvironmental significance ». *Journal of Quaternary Science*, 3, p. 39-55.
- Hatté C., Fontugne M., Rousseau D.D., Antoine P., Zöller L., Tisnère-Laborde N., Bentaleb I. (1998) – « <sup>13</sup>C Variations of loess organic matter as a record of the vegetation response to climatic changes during the Weichselian ». *Geology*, 26 (7), p. 583-586.
- Heim J., Lautridou J.-P., Maucourps J., Puisségur J.-J., Sommé J., Thevenin A. (1982) – « Achenheim: une séquence type des lœss du Pléistocène moyen et supérieur ». *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 19, p. 147-159.
- Heller F., Evans M.E. (1995) – « Loess magnetism ». *Reviews of Geophysics*, 33-2, p. 211-240.
- Huijzer A.S. (1993) – *Cryogenic microfabrics and macrostructures: interrelations, processes, and paleoenvironmental significance*. PhD Thesis Vrije Universiteit Amsterdam, 245 p.
- Jamagne M., Lautridou J.-P., Sommé J. (1981) – « Préliminaire à une synthèse sur les variations sédimentologiques des lœss de la France du Nord-Ouest dans leur cadre géographique et paléogéographique ». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XXIII, p. 143-147.
- Iriondo M. (1990) – « Map of the South American plains: its present state ». Dans Rabassa J. (ed.), *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, vol. 6, Rotterdam, Balkema, p. 297-308.
- Jiamao H., Hus J.J., Paepe R., Vandenberghe R.E., Liu T. (1991) – « The rock magnetic properties of the malan and Lishi formations in the Loess Plateau of China ». In: *Loess Environment and Global Change*, Liu Tunghsheng (ed.), Beijing, China, Science Press, p. 30-47.
- Juvigné E. (1985) – « The use of heavy mineral suites for loess stratigraphy ». *Geologie en Mijnbouw*, 64, p. 333-336.
- Juvigné H., Wintle A.G. (1988) – « A New chronostratigraphy of the Late Weichselian Loess Units in Middle Europe based on Thermoluminescence Dating ». *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 38, p. 94-105.
- Kröhling D.M. (1999) – « Sedimentological maps of the typical moessic units in North Pampa, Argentina ». *Quaternary International*, 62, p. 49-55.
- Kukla G.J. (1977) – « Pleistocene Land-Sea Correlations, I-Europe ». *Earth Sciences Reviews*, 13, p. 307-374.
- Kukla G.J. (1987) – « Loess stratigraphy in central China ». *Quaternary Science reviews*, 6, p. 191-219.
- Kukla G.J., An Z. (1989) – « Loess stratigraphy in central China ». *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 72, p. 203, 225.
- Kukla G.J. (1987) – « Correlation of Chinese, European and American loess series with deep-sea sediments ». Dans *Aspects of loess Research*. Liu Tunghsheng (ed.), Beijing, China Ocean Press, p. 27-38.
- Kukla G.J., An Zisheng S., Merlice J.L., Gavin J., Xiao J.L. (1990) – « Magnetic susceptibility record of Chinese loess ». *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 81, p. 263-288.
- Ladrière J. (1890) – « Étude stratigraphique du terrain quaternaire du Nord ». *Ann. Soc. Géol. Nord*, XVIII, p. 93-149.
- Lautridou J.-P. (1985) – *Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie*. Thèse de Doctorat ès Lettres, Caen, 2 vol., 908 p.
- Lautridou J.-P., Sommé J. (1974) – « Les lœss et les provinces climato-sédimentaires du Pléistocène supérieur dans le Nord-Ouest de la France ». *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 11, p. 237-241.
- Lautridou J.-P., Sommé J., Jamagne M. (1984) – « Sedimentological, mineralogical and geochemical characteristics of the loesses of North-West France ». In: « Lithology and Stratigraphy of loess and Paleosols », *INQUA IXth Congress*, Budapest, p. 121-132.
- Lautridou J.-P., Sommé J., Heim J., Puisségur J.-J., Rousseau D.D. (1985) – « La stratigraphie des lœss et formations fluviatiles d'Achenheim (Alsace): nouvelles données bioclimatiques et corrélations avec les séquences pléistocènes de la France du Nord-Ouest ». *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 22, p. 125-132.
- Lautridou J.-P., Monnier J.-L., Morzadec M.-T., Tuffreau A. (1986a) – « The Pleistocene of Northern France ». Dans « Quaternary Glaciations in Northern Hemisphere », *Quaternary Science Reviews*, 5, p. 387-393.
- Lautridou J.-P., Sommé J., Heim J., Maucourps J., Puisségur J.-J., Rousseau D.D., Thevenin A., Van Vliet-Lanoë B. (1986b) – « Corrélation entre sédiments quaternaires continentaux et marins (littoraux et profonds) dans le domaine France septen-

- trionale-Manche ». *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, 27, fasc. 2, p. 105-112.
- Lebre P. (1984) – *La bordure nord de la province normande, évolution quaternaire, sédimentation lœssique et tectonique récente*. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Rouen, 194 p.
- Léger M. (1990) – « Loess landforms ». *Quaternary International*, 7/8, p. 53-61.
- Liu T. (ed.) (1985) – *Loess and the Environment*. Beijing, China Ocean Press, 251 p.
- Liu T. (ed.) (1991) – *Loess Environment and Global Change*. Beijing, Science Press, 287 p.
- Lozec V. (1964) – « Quartärmollusken der Tschechoslowakei ». *Rozprawy Ustředního ústavu Geologického*, 31, p. 1-374.
- Maher B., Thompson R. (1992) – « Paleoclimatic significance of the mineral magnetic record of the Chinese Loess and Paleosols ». *Quaternary Research*, 37, p. 155-170.
- Mücher H.J., De Ploe J., Savat J. (1981) – « Response of loess materials to simulated translocation by water : micromorphological observations ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, p. 331-336.
- Murton J.B., French H.M. (1992) – « Thaw modification of frost-fissure wedges, Richard Island, Pleistocene Mackenzie Delta, western arctic Canada ». *Journal of Quaternary Science*, 8, (3), p. 185-196.
- Murton J.B., French H.M. (1993a) – « Thermokarst Involutions : Summer Island, Pleistocene Mackenzie Delta, Western Canadian Arctic ». *Permafrost and Periglacial Processes*, 4, p. 217-229.
- Murton J.B., French H.M. (1993b) – « Sand-wedges and permafrost history, Crumbling point, Pleistocene Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada ». *Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost*, Beijing, China.
- Oches E.A., McCoy W.D. (1995) – « Aminostatigraphic evaluation of conflicting age estimates for the "Young Loess" of Hungary ». *Quaternary Research*, 44, p. 160-170.
- Paepe R., Sommé J. (1970) – Les lœss et la stratigraphie du Pléistocène récent dans le Nord de la France et en Belgique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XC, p. 191-201.
- Pécsi M. (1990) – « Loess is not just the accumulation of dust ». *Quaternary International*, 7/8, p. 1-21.
- Péwé T.L. (1962) – « Ice wedges in permafrost. Lower Yukon River Area, near Galena, Alaska ». *Biulyn Peryglacjalny*, 11, p. 65-76.
- Péwé T.L. (1968) – « Loess deposits of Alaska ». *Report of the International Geological Congress 23rd*, Prague, 8, p. 297-309.
- Pissart A. (1987) – *Géomorphologie Périglaciaire, textes et leçons de la chaire Francqui belge*. Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Université de Liège. 135 p.
- Porter S., An Z. (1995) – « Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the Last Glaciation ». *Nature*, 375, p. 305-308.
- Pye K. (1984) – « Loess ». *Progress in Physical Geography*, 8, p. 176-217.
- Pye K. (1987) – *Aeolian dust and dust deposits*. Academic press, 334 p.
- Richthofen V. F. (1882) – « On the mode of origin of the loess ». *Geological magazine*, 9, ser. 2, p. 293-305.
- Rousseau D.D. (1987) – « New approach to the Pleistocene land-snails ». *Loess and Periglacial phenomena*, H.M. French and M. Pécsi (eds.), Budapest, Hungaricae Academiae Scientiarum, p. 151-163.
- Rousseau D.D. (1989) – « Estimation des paléotempératures hivernales en Alsace depuis 340 000 ans à partir de l'analyse des associations malacologiques ». *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 309, Série II, p. 1623-1628.
- Rousseau D.D. (1991) – « Climatic Transfer-function from quaternary molluscs in European Loess Deposits ». *Quaternary Research*, 36, p. 19-29.
- Rousseau D.D., Wu N. (1997) – « A new molluscan record of the monsoon variability over the past 130 000 yr in the Luochuan loess sequence, China ». *Geology*, 25, p. 275-278.
- Rousseau D.D., Zöller L., Valet J.-P. (1998) – « Late Pleistocene climatic variations at Achenheim, France, based on a magnetic susceptibility and TL ». *Quaternary Research*, 49, p. 255-263.
- Rutter N., Zongli D., Evans M.E., Yuchun W. (1990) – « Magnetostatigraphy of the Baoji Loess-Paleosol section in the North-Central China Loess Plateau ». *Quaternary International*, 7/8, p. 97-102.
- Smalley I.J. (1971) – « In situ theories of loess formation and the significance of the calcim carbonate content of loess ». *Earth. Scien. Rev.*, 7, p. 67-86.
- Smalley I.J. (ed.) (1975) – *Loess : lithology and genesis*, Benchmark Papers in Geology 26, Dowden, Stroudsburg, Hutchinson and Ross.
- Sommé J. (1969) – « Stratigraphie des limons de la région du Nord de la France (Flandre-Artois) ». In : « La stratigraphie des lœss d'Europe », *Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, Congrès INQUA, Paris, p. 71-78.
- Sommé J., Paepe R., Lautridou J.-P. (1980) – « Principes, méthodes et système de la stratigraphie du Quaternaire dans le Nord-Ouest de la France et la Belgique ». Dans « Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes », *Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, N.S. 1, p. 148-162.
- Sommé J., Lautridou J.-P., Heim J., et al. (1986) – « Le cycle climatique du Pléistocène supérieur dans les lœss d'Alsace à Achenheim ». *Suppl. Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 23, p. 97-104.
- Sommé J., Munaut A.V., Etmontspohl A.F., et al. (1994) – « The Watten boring : an Early Weichselian and Holocene climatic and paleoecological record from the French North-Sea coastal plain ». *Boreas*, 23, p. 231-243.
- Vandenberghé J., Gullentops F. (1977) – « Contribution to the stratigraphy of the Weichsel Pleniglacial in the Belgian Coversands Area ». *Geol. en Mijnbouw*, 56, p. 123-128.
- Vandenberghé J., An Z., Nugteren G., Huayu L., Van Huissteden K. (1997) – « New absolute time scale for the Quaternary climate in the Chinese loess region by grain-size analysis ». *Geology*, 25-1, p. 35-38.
- Vandenberghé J., Pissart A. (1993) – « Permafrost changes in Europe during the last glacial ». *Permafrost & Periglacial Processes*, 4, p. 121-135.
- Vandenberghé J., Huijzer B., Mücher H., Laan W. (1998) – « Short climatic oscillations in a western European loess sequence (Kesselt, Belgium) ». *Journal of Quaternary Science*, 13, p. 471-485.
- Van Vliet-Lanoë B. (1987) – *Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe du Nord-Ouest*. Thèse de doctorat d'État, Université Paris I, Gand, Belgique, 864 p.
- Van Vliet-Lanoë B. (1990) – « Le pédocomplexe de Warneton. Où en est-on ? Bilan paléopédologique et micromorphologique ». *Quaternaire*, (1), 1, p. 65-76.
- Van Vliet-Lanoë B., Fagnart J.-P., Langhor R., Munaut A.V. (1992) – « Importance de la succession des phases écologiques anciennes et actuelles dans la différenciation des sols lessivés de la couverture lœssique d'Europe occidentale : argumentation stratigraphique et archéologique ». *Sciences du Sol*, 30 (2), p. 75-93.
- Vreken W.J., Mücher H.J. (1981) – « (Re) deposition of loess in southern Limbourg, The Netherlands, 1-Field evidence for conditions of deposition of the lower silt loam complex ». *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, p. 337-354.
- Wang Yong Yan W., Ten Zhi Hong T., Le Ping Y. (1984) – « Loess microtextures and the origin of loess in China ». *Lithology and Stratigraphy of loess and paleosols*. M. Pécsi (ed.), Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Science, Budapest.
- Washburn A. (1967) – « Instrumental observations of main waisting in the Mister Vig district ». *North East Greenland Meddel. Om Gronland*, 176 (4), 303 p.
- Wintle A.G. (1987) – « Thermoluminescence dating of loess ». *Catena supplement*, 9, p. 1103-1115.
- Xiao J., Porter S.C., An Z., Kumai H., Yoshikawa S. (1995) – « Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the Loess Plateau of Central China during the Last 130 000 yr. » *Quaternary Research*, 43, p. 22-29.
- Zagwijn W., Paepe R. (1968) – « Die stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens ». *Eiszeitalter und Gegenwart*, 19, p. 129-146.
- Zisheng A., Kukla G.L., Porter C.S., Xiao J. (1991) – « Magnetic susceptibility evidence of monsoon variations on the Loess Plateau of Central China during the last 130 000 years ». *Quaternary Research*, 36, p. 29-36.
- Zöller L., Wagner G.A (1990) – « Thermoluminescence Dating of loess. Recent developments ». *Quaternary International*, 7/8, p. 119-128.
- Zöller L., Oches E.A., McCoy W.D. (1994) – « Towards a revised chronostratigraphy of loess in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary ». *Quaternary Science Reviews*, 13, p. 465-472.



# Prévention des risques d'effondrement de surface liés à la présence de cavités souterraines : une solution de renforcement par géosynthétique des remblais routiers et ferroviaires

**P. VILLARD**  
**J.-P. GOURC**

Lirigm, Université  
Joseph-Fourier  
BP 53  
38041 Grenoble  
Pascal.villard@  
ujf-grenoble.fr  
Gourc@ujf-grenoble.fr

**J.-C. BLIVET**

Laboratoire des Ponts  
et Chaussées, CETE N-C  
BP 245  
76121, Le Grand-Quevilly  
Jean-claude.blivet@  
equipement.gouv.fr

## Résumé

Une solution préventive de renforcement par géosynthétique a été testée sous les assises des voies routières et ferroviaires pour lutter contre les risques d'effondrements localisés en surface. Des expérimentations en vraie grandeur ont été réalisées sur des ouvrages expérimentaux instrumentés. Des cavités circulaires de 2 et 4 m de diamètre ont été implantées sous 1,5 m de remblai d'assise. Des renforcements géosynthétiques de différentes raideurs, positionnés au-dessus de la cavité, ont été employés à des fins comparatives. Les effondrements ont été simulés par la vidange des cavités initialement remplies de billes d'argile expansée. Des mesures de flèches, de déplacements et de déformations ont été effectuées en continu sur la nappe géosynthétique et au sein du remblai. Les mécanismes de renforcement sont analysés et une méthode de dimensionnement est proposée.

*Mots-clés* : effondrement localisé, cavité souterraine, renforcement, géosynthétique, expérimentation, dimensionnement.

## Risk due to the appearance of localised sinkholes over underground cavities : a geosynthetic preventive reinforcement solution for roads and railways embankments

## Abstract

A preventive system of geosynthetic reinforcement was tested under road and railway foundation layers in order to minimize the risk of localised subsidence. Full-scale experiments were conducted on instrumented structures. Cavities of 2 and 4 m in diameter were realised under the foundation layer material 1,5 m thick. Geosynthetic reinforcements of different stiffness were positioned over the cavity for purpose of comparison. Subsidence under foundation material was simulated by emptying the cavities initially filled with expanded clay beads. Deflection, displacement and strain measurements were carried out continuously on the geosynthetic sheets and within the foundation material. The reinforcement mechanisms are analysed and a design method is proposed.

*Key words* : localised sinkhole, underground cavity, reinforcement, geosynthetic, experiment, design.

NDLE : Les discussions sur cet article sont acceptées jusqu'au 31 décembre 2002.

## SYMBOLES ET NOTATIONS

$c$	: cohésion du sol (kPa)
$C_e$	: coefficient de foisonnement du sol : ( $C_e = V_{sf}/V_s$ )
$C_u$	: coefficient d'uniformité du sol
$d$	: épaisseur de la clef de voûte (m)
$d_{10}$	: diamètre correspondant à 10 % de passant (mm)
$d_{50}$	: diamètre correspondant à 50 % de passant (mm)
$f$	: flèche au centre de la nappe géosynthétique (m)
$h$	: hauteur maximale de sol effondré sur la nappe géosynthétique (m)
$H$	: épaisseur de remblai au-dessus de la nappe géosynthétique (m)
$J$	: raideur sécante en traction du géosynthétique à 5 % de déformation (kN/m)
$K_a$	: coefficient de poussée des terres
$L$	: diamètre des cavités (m)
$p$	: surcharge de surface agissant sur le remblai (kN/m <sup>2</sup> )
$q$	: charge répartie agissant sur la nappe géosynthétique (kN/m <sup>2</sup> )
$s$	: tassement de surface (m)
$T_{max}$	: tension maximale subie par le géosynthétique (kN/m)
$T_f$	: tension de rupture du géosynthétique (kN/m)
$V_s$	: volume de sol initial avant décompaction (m <sup>3</sup> )
$V_{sf}$	: volume de sol décompacté (m <sup>3</sup> )
$\Delta V_g$	: volume libéré par la déformée en membrane du géosynthétique (m <sup>3</sup> )
$\Delta V_s$	: augmentation de volume du sol foisonné (m <sup>3</sup> ) : ( $\Delta V_s = V_{sf} - V_s$ )
$\epsilon$	: déformation du géosynthétique (%)
$\epsilon_{max}$	: déformation maximale du géosynthétique (%)
$\epsilon_{max1}$	: déformation maximale du géosynthétique déduite des mesures de déplacement des capteurs à câble (%)
$\epsilon_{max2}$	: déformation maximale du géosynthétique donnée par les extensomètres (%)
$\phi$	: angle de frottement interne du sol (°)
$\gamma$	: poids volumique total du sol (kN/m <sup>3</sup> )

## 1

## Introduction

La présence fréquente de cavités souterraines dans certaines zones aménageables représente un risque d'effondrement potentiellement nuisible au bon fonctionnement des infrastructures et à la sécurité de leurs usagers. La localisation problématique des cavités de faible diamètre à moyenne et grande profondeurs, ainsi que le caractère évolutif et imprévisible des phénomènes d'effondrement, ont favorisé la recherche d'une solution de renforcement préventive permettant, lors d'un effondrement sous remblai, une utilisation acceptable des infrastructures concernées jusqu'à ce qu'une intervention de réparation puisse être envisagée.

C'est dans cette optique qu'une solution de renforcement par géosynthétique a été proposée pour prévenir plus particulièrement les risques d'accidents liés à la pré-

sence des cavités de faible diamètre (diamètre maximal de l'ordre de 4 m). Un programme de recherche intitulé RAFAEL (Renforcement des Assises Ferroviaires et Autoroutières contre les Effondrements Localisés) a été engagé entre des industriels français (SNCF, SCETAUROUTE et BIDIM Geosynthetics) et des organismes de recherche (LCPC et Lirigm). L'objectif du renfort est de limiter, dans l'éventualité d'un effondrement du sol sous le remblai d'assise, les déformations de surface à des valeurs admissibles permettant une traficabilité acceptable jusqu'à ce qu'une réparation définitive puisse être effectuée.

Des essais en vraie grandeur sur des structures de voies autoroutières et ferroviaires instrumentées ont été réalisés (Gourc *et al.*, 1999, Giraud, 1997). Au total sept expérimentations sur des cavités circulaires instrumentées de différents diamètres ont été effectuées sur la base du TGV Méditerranée à Eurre dans la Drôme (Fig. 1) en mai 1997 : trois expérimentations sous voies routières et quatre expérimentations sous voies ferroviaires.



FIG. 1 **Implantation des cavités sur le site expérimental d'Eurre.**  
Installation of the cavities at the experimental Eurre site.

Les objectifs recherchés dans le cadre du programme RAFAEL sont de tester l'efficacité de la solution de renforcement proposée, de présenter des essais de référence pour l'établissement d'une méthode de dimensionnement et de mettre en valeur les mécanismes de fonctionnement au voisinage de la rupture de la structure renforcée. De ce fait, les essais réalisés ne correspondent pas systématiquement au dimensionnement d'une structure en service car les déformations atteintes ici sont bien souvent supérieures aux déformations admissibles pour un ouvrage en service.

## 2

## Les expérimentations en vraie grandeur

### 2.1

### La géométrie de base

Les expérimentations réalisées consistent en des cavités circulaires de 2 ou 4 m de diamètre, renforcées par une ou deux nappes textiles et implantées sous les voies à une profondeur  $H$  de 1,5 m sous la surface des voies. Chaque cavité remplie de billes d'argile expan-

sée (Fig. 2) est constituée d'une buse métallique pour les cavités de 4 m, et d'une buse en béton armé pour les cavités de 2 m. Des tuyaux d'aspiration ont été installés dans chaque cavité pour permettre la vidange des billes d'argile et initier les effondrements du remblai supérieur.



FIG. 2 Cavité de 4 m remplies de billes d'argile expansées.  
Cavity of 4 m filled with expanded clay beads.

Les essais de l'expérimentation routière (Fig. 3) ont été réalisés directement sans couche de roulement sur la couche de forme pour mieux apprécier les phénomènes liés aux effondrements localisés. Pour l'expérience ferroviaire (Fig. 4), une structure classique de voie (ballast, traverses bétons et rails) a été reconstituée pour permettre la circulation des trains. Quand l'effondrement du remblai supérieur ne s'est pas produit à la vidange de la cavité, des essais de traficabilité (passages de camions ou de trains) ont été effectués.

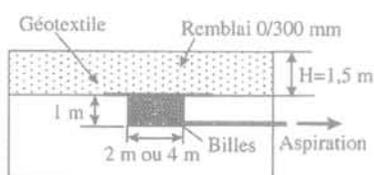


FIG. 3 Géométrie de l'expérimentation routière.  
Geometry of the motorway experiment.

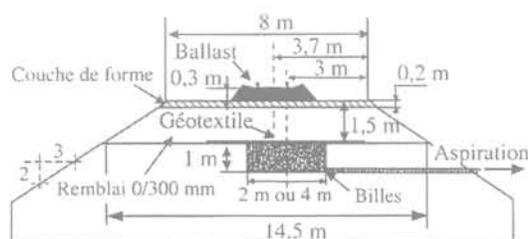


FIG. 4 Géométrie de l'expérimentation ferroviaire.  
Geometry of the railway experiment.

## 2.2

### Le remblai d'assise

Le matériau de remblai est un tout venant 0/300 mm ( $d_{50} = 30$  mm,  $d_{10} = 0,2$  mm et  $C_u = 200$ ) de poids volumique sec  $\gamma$  égal à  $21,1$  kN/m<sup>3</sup> constitué de grave alluvionnaire contenant 5 à 10 % d'éléments fins inférieurs à 0,08 mm. Le matériau a été mis en place à une teneur en eau de 6 %. Le poids volumique sec à l'optimum Proctor est de  $22,2$  kN/m<sup>3</sup> pour une teneur en eau de 7 %. Les caractéristiques mécaniques du remblai ont été obtenues grâce à des essais réalisés au Lirigm (Aboura, 1999, Gotteland *et al.*, 2000) sur une boîte de cisaillement direct de grandes dimensions (1 m x 1 m). L'angle de frottement interne  $\phi$  et la cohésion  $c$  de ce matériau à l'état naturel (non saturé) ont été évalués respectivement à  $38^\circ$  et 40 kPa. Le module pressiométrique du matériau, obtenu à partir de deux sondages réalisés dans le remblai graveleux du site, est en moyenne de 35 MPa.

## 2.3

### Les nappes géosynthétiques

Le choix du type de géosynthétique est basé sur un fonctionnement en membrane (aptitude de la nappe à reprendre en traction par flexion des efforts perpendiculaires à son plan). Les renforts utilisés sont des nappes géosynthétiques dont le renforcement est mono-directionnel (nappes non tissées renforcées par des fils très résistants dans la direction du trafic) déroulées en continu dans la direction longitudinale de la voie ferrée ou de la chaussée, dont la largeur est nettement supérieure au diamètre des cavités (5,3 m pour les cavités de diamètre  $L = 2$  m et 7 m pour les cavités de diamètre  $L = 4$  m). Suivant les cas étudiés, une ou deux nappes géotextiles de différentes raideurs en traction ont été employées pour permettre une analyse comparative des résultats. Les caractéristiques principales des essais réalisés sur les sept expérimentations (SCET1 à SCET3 pour les essais routiers et SNCF1 à SNCF4 pour les essais ferroviaires) sont présentées dans le tableau I.  $J$  est la raideur sécante dans le sens production du géosynthétique (sens du renforcement) obtenue à 5 % de déformation et  $T_r$  la tension de rupture. Les raideurs sécantes obtenues dans le sens transversal sont beaucoup plus faibles : pour l'ensemble des géosynthétiques testés, elles sont de 25 kN/m.

## 2.4

### Les essais de traficabilité

Après la vidange des cavités, on a procédé, lorsque cela était possible, à des essais de traficabilité. Un camion chargé à 13 tonnes sur l'essieu arrière a été utilisé pour l'expérimentation routière (l'essieu se compose de 2 doubles roues de largeur totale 1,96 m). Une motrice de train et un simulateur de trafic SNCF (stabilisateur) ont été employés pour l'expérimentation ferroviaire. Le stabilisateur permet d'appliquer sur les rails une charge vibrante réglable en fréquence et en intensité. Chaque passage de stabilisateur est équivalent, d'un point de vue fatigue de la couche de ballast, à un trafic de 80 000 à 100 000 tonnes de marchandises.

TABLEAU I

**Caractéristiques des expérimentations effectuées et des géosynthétiques utilisés.**  
 Characteristics of the experiments and the geosynthetics used.

Type d'essai	Diamètre de la cavité (m)	Nombre de nappes	Raideur en traction du géosynthétique J (kN/m)	Tension de rupture du géosynthétique $T_r$ (kN/m)
SCET1	2	1	1 818	200
SCET2	4	1	1 818	200
SCET3	4	1	3 600	230
SNCF1	2	1	455	50
SNCF2	4	1	1 818	200
SNCF3	4	2	1 818	200
SNCF4	2	1	1 818	200

## 2.5

## L'instrumentation

L'instrumentation mise en œuvre avait pour objectif la mesure des déformations et des tensions dans la nappe géotextile, ainsi que la mesure des tassements de surface et du corps de remblai. Les mesures ont été effectuées en continu pendant la phase de vidange et pendant les essais de traficabilité.

Pour chaque cavité, quatre capteurs de déplacements verticaux de grande amplitude (0,5 m à 0,6 m) ancrés au fond de la cavité et fixés sur les nappes, ont été utilisés pour déterminer la déformée verticale en flexion du géotextile (Figs. 5 et 6).

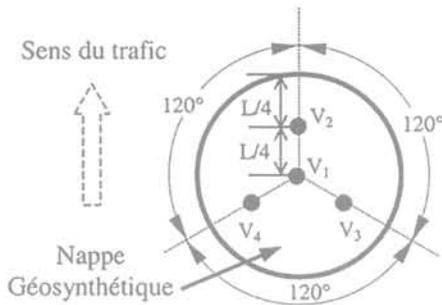
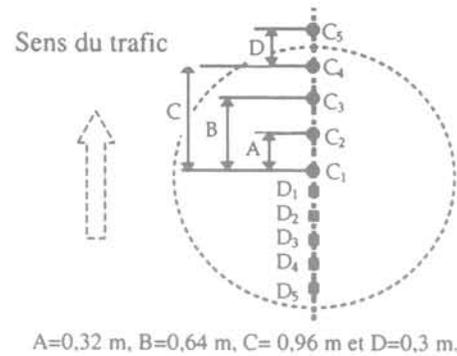


FIG. 5 Implantation des capteurs de déplacements verticaux.  
Installation of vertical displacement sensors.



FIG. 6 Vue d'ensemble des capteurs de déplacements verticaux.  
Overall view of the vertical displacement sensors.

L'évaluation des elongations des nappes textiles en place est réputée difficile. Cinq extensomètres ( $D_1, D_2, D_3, D_4, D_5$ ) ont été disposés en différents points de la nappe géotextile pour en mesurer localement les déformations. Cinq capteurs de déplacement à câble ( $C_1, C_2, C_3, C_4, C_5$ ) ont été utilisés (Figs. 7 et 8) pour mesurer l'allongement de la nappe et pour estimer les déformations par différence entre deux points de mesure. Avec ce type d'instrumentation, les déformations sont des valeurs moyennes obtenues par le calcul des déplacements différentiels de deux points consécutifs de la nappe alors que les extensomètres donnent directement les valeurs locales de la déformation aux points de mesure considérés.



A=0,32 m, B=0,64 m, C= 0,96 m et D=0,3 m.

FIG. 7 Implantation des extensomètres et des capteurs de déplacements à câble (L = 2 m).  
Installation of strain gauges and cable-type displacement sensors.

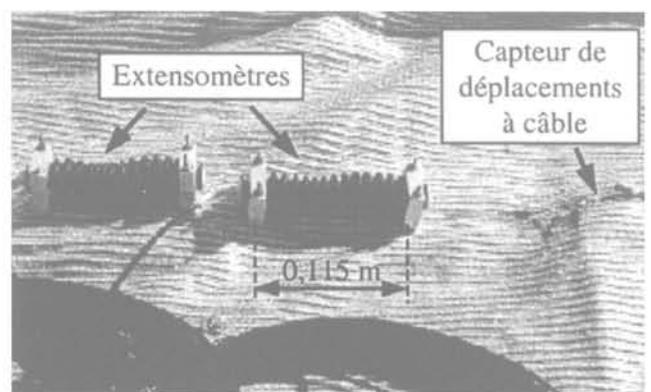


FIG. 8 Vue d'ensemble des extensomètres et des capteurs de déplacements à câble.  
Overall view of the strain gauges and of the cable-type displacement sensors.

Pour la mesure des déflexions verticales du corps de remblai deux tubes inclinométriques horizontaux ont été implantés dans le remblai, à la verticale de l'axe de la cavité, perpendiculairement à la direction de circulation. Le premier tube a été placé à 0,50 m au-dessus de la nappe, le second à 1 m. Pour limiter la rigidité des tubes inclinométriques, ceux-ci ont été sciés transversalement en partie tout les 0,50 m.

Des mesures de nivellement topographiques, dans la direction de circulation et dans la direction transversale, ont permis de mesurer les tassements de surface.

3

## Résultats des expérimentations routières

3.1

### Expérimentation SCET1 ( $L = 2 \text{ m}$ , $J = 1\,818 \text{ kN/m}$ )

Le déroulement des essais de l'expérimentation SCET1 a permis d'analyser le comportement du remblai pendant la vidange et lors des essais de traficabilité. Des mesures de flèche, de déformations et de déplacements ont pu être effectuées en continu durant ces deux phases. L'enlèvement minutieux des matériaux au-dessus de la cavité effectué plusieurs mois après les essais de traficabilité a permis d'analyser plus finement les phénomènes observés. Les principaux résultats obtenus (Fig. 9) sont :  $f$  la flèche au centre de la nappe,  $\epsilon_{\text{max}1}$  la déformation maximale du géosynthétique déduite des mesures des déplacements des capteurs à câble,  $\epsilon_{\text{max}2}$  la déformation maximale du géosynthétique donnée par les extensomètres,  $s$  le tassement central de surface et  $h$  la hauteur maximale de sol effondré sur la nappe.

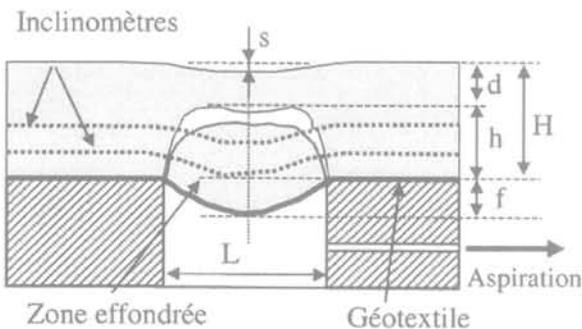


FIG. 9 Schéma type d'un effondrement.  
Typical diagram of a sinkhole.

#### • Résultats obtenus à la vidange

Suite à la vidange de la cavité, aucun mouvement de surface n'a pu être visuellement décelé. Les mesures des capteurs de déplacements verticaux ont montré des déplacements importants de 0,21 m au centre de la nappe géosynthétique (capteur  $V_1$ ) et des déplacements de 0,14 m à 0,18 m sur les bords (capteurs  $V_2$  à  $V_4$ ). Les déformations obtenues avec les capteurs de déplacement à câble et les extensomètres sont en moyenne de 2 % pour une valeur maximale d'environ 5 %. Les mesures topographiques ont montré que le remblai

n'avait pas bougé en surface. Cependant, des déplacements faibles du corps de remblai ont pu être décelés grâce aux inclinomètres (0,6 mm pour l'inclinomètre inférieur et 0,4 mm pour l'inclinomètre supérieur). Ces résultats laissent à penser qu'une voûte de sol s'est formée au-dessus de la cavité.

#### • Résultats des essais de traficabilité

Des essais de traficabilité par passages répétés du camion ont été entrepris. Au total 74 passages du camion chargé à 13 tonnes sur l'essieu arrière ont été effectués (Fig. 10) sans qu'il y ait de tassement visible en surface. Un léger ornierage au droit de la double roue du camion a pu être observé ainsi qu'un léger tassement du remblai. Les déformations mesurées à l'aide des capteurs à câble ou des extensomètres sont restées sensiblement égales aux valeurs trouvées à l'issue de la vidange, ceci s'expliquant par le fait que la voûte de sol créée a permis le report des efforts dus au trafic vers des appuis stables.



FIG. 10 Orniéage obtenu après les essais de traficabilité (cavité SCET1).  
Rutting effect obtained after the traffic acceptance test of SCET1 cavity.

#### • Résultats du démantèlement

Le démantèlement minutieux du remblai et de la cavité a permis de mettre en évidence la forme de la voûte et l'ampleur de la zone effondrée (Fig. 11) : une hauteur  $h$  de sol effondré d'environ 1,07 m et une épaisseur  $d$  de voûte au centre ( $d = H - h$ ) de 0,43 m. Compte

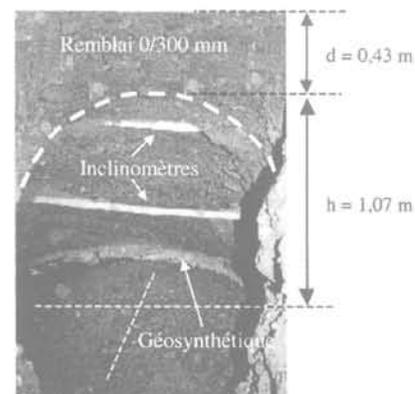


FIG. 11 Mécanisme de voûte observé lors du démantèlement de la cavité SCET1.  
Arch mechanism obtained after excavation of the SCET1 cavity.

tenu de la complexité et de la difficulté des opérations de démantèlement, celle-ci n'a pas été effectuée systématiquement sur toutes les cavités.

L'ensemble des résultats obtenus suite à la vidange de la cavité et aux essais de traficabilité est, à titre de comparaison avec les résultats des autres expérimentations, présenté dans le tableau II.

**TABEAU II** Résultats de l'expérimentation SCET1 après vidange et après trafic (L = 2 m).  
Results of experiment SCET1 after emptying and after traffic.

	J (kN/m)	f (m)	$\epsilon_{max1}$ (%)	$\epsilon_{max2}$ (%)	s (m)	h (m)
Après vidange	1 818	0,21	5,1	1,97	0	1,07
Après trafic	1 818	0,22	4,3	2,15	0	1,07

### 3.2

## Expérimentation SCET2 (L = 4 m, J = 1 818 kN/m)

Lors de la vidange de la cavité SCET2 de 4 m de diamètre, la surface du remblai s'est affaissée brutalement au cours de la vidange (Fig. 12). Cet affaissement de surface a été d'environ 0,25 m de profondeur sur une zone centrale de 2,4 m de diamètre et un déplacement vertical f au centre de la nappe géosynthétique supérieur à 0,60 m a été mesuré. Les résultats obtenus en fin d'essai sont rassemblés dans le tableau III. Compte tenu qu'une bonne partie des capteurs de mesures des déplacements verticaux était déjà en bout de course, les résultats présentés sont donnés à titre indicatif.

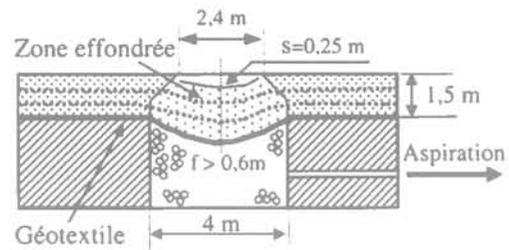


**FIG. 12** Mécanisme d'effondrement observé à la vidange de la cavité SCET2.  
Collapsing mechanism observed after the emptying of the SCET2 cavity.

**TABEAU III** Résultats de l'expérimentation SCET2 après vidange et avant trafic (L = 4 m).  
Results of experiment SCET2 after emptying and before traffic.

	J (kN/m)	f (m)	$\epsilon_{max1}$ (%)	$\epsilon_{max2}$ (%)	s (m)	h (m)
Après vidange	1 818	> 0,6	5,5	5	0,25	1,5

Suite au déblaiement du remblai au-dessus de la cavité, on a constaté que la nappe géotextile n'était pas rompue et que l'allure de la zone effondrée (Fig. 13) était proche de celle d'une voûte dont le toit se serait effondré.



**FIG. 13** Géométrie du remblai SCET2 après démantèlement.  
Geometry of the SCET2 embankment after excavation.

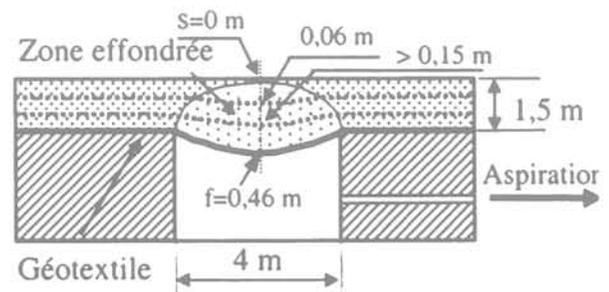
### 3.3

## Expérimentation SCET3 (L = 4 m, J = 3 600 kN/m)

Le déroulement des essais de l'expérimentation SCET3 a permis d'analyser le comportement du remblai pendant la vidange et lors des essais de traficabilité. La cavité testée est, comparativement à la cavité de l'expérimentation SCET2 qui est de même diamètre (4 m), mieux renforcée (raideur double du renfort géosynthétique).

### • Phase de vidange de la cavité

Suite à la vidange de la cavité SCET3, aucun déplacement de surface n'a pu être décelé. Les mesures effectuées (tableau IV) ont fait apparaître des déplacements verticaux importants atteignant 0,46 m au centre de la nappe. Les formulations usuelles de l'effet membrane (voir § 6.3) permettent, connaissant la flèche au centre de la nappe  $f = 0,46$  m, d'estimer la hauteur h de sol effondré à environ 1,35 m. Cette valeur, comparée avec les mesures de déplacement des inclinomètres, faisant état de tassements de 0,06 m et de 0,15 m respectivement pour les inclinomètres supérieurs et inférieurs, tend à montrer qu'une voûte de grande ampleur s'est formée (Fig. 14). L'épaisseur de sol très faible en clef de voûte ( $d = 0,15$  m) laisse présager d'une forte instabilité de la voûte formée.



**FIG. 14** Géométrie du remblai SCET3 en fin de vidange.  
Geometry of the SCET3 embankment at the end of the emptying.

TABLEAU IV

**Résultats de l'expérimentation SCET3 après vidange et après trafic (L = 4 m).**  
Results of experiment SCET3 after emptying and after traffic.

	J (kN/m)	f (m)	$\varepsilon_{\max 1}$ (%)	$\varepsilon_{\max 2}$ (%)	s (m)	h (m)
Après vidange	3 600	0,46	3,7	4,8	0	1,35
Après trafic	3 600	0,48	4,7	5,3	0,25*	1,5

\* Roues gauches du camion au 1<sup>er</sup> passage.

#### • Phase de traficabilité

Des essais de traficabilité ont été entrepris. Lors du premier passage du camion chargé à 13 tonnes sur l'essieu arrière (axe du camion dans l'axe de la cavité), il s'est produit un effondrement assez important en surface (Fig. 15). Les mesures obtenues (tableau IV) ont révélé un tassement maximal de surface s de 0,25 m sous le jumelage gauche du camion contre seulement 0,05 m sous le jumelage droit. De très légères augmentations des mesures (flèche f et déformations  $\varepsilon$ ) ont pu être décelées au niveau de la nappe. Ces résultats sont peu surprenants. En effet, le premier passage du camion a engendré la rupture de la voûte superficielle de très faible épaisseur. L'augmentation de charge permanente sur la nappe a été de ce fait relativement faible d'où des écarts peu importants entre les mesures effectuées avant et après effondrement.



FIG. 15 Affaissement de la surface du remblai SCET3 après un passage de camion.

Subsidence at the fill surface of the embankment SCET3 after the first lorry truck circulation.

Le taux de mobilisation en tension de la nappe ( $T/T_r$ ) vis-à-vis de la rupture est, compte tenu des valeurs de déformations de la nappe (déformation maximale de 5,3 %), estimé à 40 %. Une rupture de la nappe est par conséquent totalement improbable, seul le fort tassement de surface est préjudiciable à la reprise du trafic. En conséquence, il a été décidé de resurfer par remblaiement la zone à fort tassement pour permettre à nouveau la circulation du camion. Douze passages répétés de camion ont été effectués qui se sont traduits uniquement par un orniérage supplémentaire de surface de 0,10 à 0,15 m. Il faut noter que cet orniérage est dû essentiellement au tassement du matériau ajouté, non compacté, sans augmentation de la flèche du géotextile comme cela a été mesuré. Donc, si l'on admet la possibilité de remblayer en surface, cette technique de

renforcement paraît très efficace puisqu'elle permet, après comblement de la zone de surface effondrée, de reprendre le trafic sans problème majeur, le géosynthétique reprenant la charge globale (poids du sol effondré et surcharge dynamique due au trafic).

La comparaison des cas SCET2 et SCET3 illustre l'influence de la raideur du géosynthétique sur le comportement de la structure. En effet, par opposition à l'expérimentation SCET2 où il y a eu effondrement total à la vidange, on explique l'effondrement seulement partiel de la cavité SCET3 (hauteur de sol effondrée h de 1,35 m) par des déformations moins importantes de la nappe géosynthétique dues à une rigidité double. Une voûte très instable s'est formée puis s'est très logiquement effondrée dès le début des essais de traficabilité.

## 4

### Résultats des expérimentations ferroviaires

#### 4.1

#### Analyse générale des résultats obtenus

Dans l'ensemble, les résultats des essais ferroviaires sont assez similaires à ceux des essais routiers. La présence d'une couche de roulement (couche de forme, ballast, traverses en béton et rails) a cependant contribué à rigidifier la partie supérieure du remblai et à limiter les déflexions de surface. Seuls les mécanismes principaux et les particularités des résultats obtenus sont détaillés ci-dessous.

#### 4.2

#### Expérimentations SNCF1 (L = 2 m et J = 455 kN/m) et SNCF4 (L = 2 m et J = 1 818 kN/m)

Les mécanismes de renforcement observés sur les cavités de 2 m sont assez similaires à ceux obtenus lors de l'expérimentation SCET1. Comparativement, les caractéristiques des renforts employés sont : J = 455 kN/m pour l'expérimentation SNCF1 et J = 1 818 kN/m pour les expérimentations SCET1 et SNCF4.

Les résultats obtenus lors des deux expérimentations sont comparés dans le tableau V aux résultats de l'expérimentation SCET1. Ils montrent qu'une voûte stable s'est formée dans le remblai lors de la vidange. Les épaisseurs de sol effondré h ont été estimées respectivement à 0,50 m et 0,91 m pour les expérimentations SNCF1 et SNCF4. Cependant aucun tassement de surface s n'a pu être décelé pendant la vidange et lors des essais de traficabilité (passages de la motrice du train et du simulateur de trafic). Les déplacements obtenus au niveau des nappes géotextiles sont fonctions des raideurs J des géotextiles employés et des épaisseurs h de sol effondré (respectivement f = 0,26 m et 0,20 m pour les expérimentations SNCF1 et SNCF4 avant trafic). Du fait de la forte rigidité du dispositif de roulement (rails + traverses) qui joue un rôle de répartiteur d'efforts, les essais de traficabilité n'ont que très peu d'influence sur l'évolution de la structure du remblai.

**TABLEAU V** Résultats des expérimentations SNCF1, SNCF4 et SCET1 après vidange et avant trafic ( $L = 2$  m).  
Results of experiments SNCF1, SNCF4 and SCET1 after emptying and before traffic.

	J (kN/m)	f (m)	$\epsilon_{\max 1}$ (%)	$\epsilon_{\max 2}$ (%)	s (m)	h (m)
SNCF1	455	0,26	3,3	3	0	0,5
SNCF4	1 818	0,20	3,6	1,4	0	0,91
SCET1	1 818	0,21	5,1	1,97	0	1,07

#### 4.3

### Expérimentation SNCF2 ( $L = 4$ m et $J = 1\ 818$ kN/m)

La cavité SNCF2 est une cavité de 4 m de diamètre renforcée par une nappe géosynthétique d'une raideur  $J$  de 1 818 kN/m. Les résultats obtenus à la vidange (tableau VI) laissent supposer qu'une voûte s'est formée dans le remblai (la mesure des déplacements verticaux de la nappe géosynthétique a permis d'estimer par calcul inverse la hauteur de sol effondré à environ  $h = 0,91$  m). Aucun déplacement de surface n'a pu être observé. Les mesures de déplacements du géosynthétique montrent que la nappe s'est fortement déformée ( $f = 0,51$  m). Compte tenu de la rigidité en flexion du système de roulement (rails + traverses), il a été possible d'envisager la réalisation des essais de traficabilité en toute sérénité. Plusieurs passages du simulateur de trafic ont été réalisés (Figs. 16 et 17), au cours desquels on a observé une remontée de la zone effondrée jusqu'en surface. Les tassements du corps de remblai, donnés par les mesures des inclinomètres supérieur et inférieur, sont respectivement de 0,12 m et de 0,14 m. Ces passages du simulateur de trafic n'ont pas engendré de différences significatives de mesures au niveau de la nappe géotextile.

**TABLEAU VI** Résultats des expérimentations SNCF2 et SCET2 après vidange et après trafic ( $L = 4$  m).  
Results of experiments SNCF2 and SCET2 after emptying and after traffic.

	J (kN/m)	f (m)	$\epsilon_{\max 1}$ (%)	$\epsilon_{\max 2}$ (%)	s (m)	h (m)
SNCF2 (après vidange)	1 818	0,51	4,6	6,7	0	0,91
SNCF2 (après trafic)	1 818	> 0,51	4,1	6,6	0,1	1,5
SCET2 (après vidange)	1 818	> 0,6	5,5	5	0,25	1,5

Les résultats obtenus sur l'expérimentation SNCF2 sont à comparer à ceux de l'expérimentation SCET2, similaire d'un point de vue dimension de la cavité et raideur du renforcement. Comparativement, on explique la meilleure tenue du remblai de l'expérimentation SNCF2 (qui s'est rompu lors des essais de traficabilité et non immédiatement à la vidange) par la présence d'un dispositif de roulement (ballast, rails et traverses). Ce dispositif n'a toutefois pas empêché l'effondrement du remblai SNCF2 lors des essais de traficabilité.



**FIG. 16** Affaissement de la surface du remblai SNCF2 lors du passage du simulateur de trafic.

Subsidence at the fill surface of the embankment SNCF2 during the SNCF traffic simulator circulation.



**FIG. 17** Affaissement de la surface du remblai SNCF2 après trafic.

Subsidence at the fill surface of the embankment SNCF2 after traffic.

#### 4.4

### Expérimentation SNCF3 ( $L = 4$ m et $J = 2 \times 1\ 818$ kN/m)

Les résultats obtenus lors de l'expérimentation SNCF3 sont, compte tenu de l'équivalence des raideurs globales de renforcement employées, à comparer à ceux obtenus sur l'expérimentation SCET3 : 2 nappes de raideur 1 818 kN/m, positionnées respectivement à 1 m et 1,5 m sous la surface du remblai d'assise, ont été employées pour l'expérimentation SNCF3, alors qu'une seule nappe de rigidité 3 600 kN/m a été employée pour l'expérimentation SCET3. On a constaté lors de la vidange de la cavité SNCF3 un effondrement du remblai sur une hauteur totale  $h$  de 1,5 m. Les valeurs de déplacements du géosynthétique dépassent la capacité maximale des capteurs utilisés ( $f > 0,51$  m) alors que les valeurs des déplacements de surface  $s$  sont de 0,10 m. L'ensemble des résultats obtenus est comparé aux résultats de l'expérimentation SCET3 dans le tableau VII.

**TABEAU VII Résultats des expérimentations SNCF3 et SCET3 après vidange et avant trafic (L = 4 m).**

Results of experiments SNCF3 and SCET3 after emptying and before traffic.

	J (kN/m)	f (m)	$\epsilon_{\max 1}$ (%)	$\epsilon_{\max 2}$ (%)	s (m)	h (m)
SNCF3	2 x 1 818	> 0,51	4,1	6,2	0,1	1,5
SCET3	3 600	0,46	3,7	4,8	0	1,35

Comparativement à l'essai SCET3 (h = 1,35 m après vidange), le cas SNCF3 est intéressant car à raideur du géotextile équivalente égale, il est renforcé par deux nappes de géotextile espacées de 0,5 m et non pas par une seule nappe. On constate un fonctionnement tout à fait différent qui montre, et ce malgré la présence du système de roulement, la meilleure performance du renforcement avec une seule nappe. La présence d'une seconde nappe géotextile au sein du remblai perturbe la formation de la voûte. On peut le justifier en expliquant que le géotextile supérieur crée une discontinuité et que le comportement devient pratiquement équivalent à celui d'un remblai de hauteur H de 1 m.

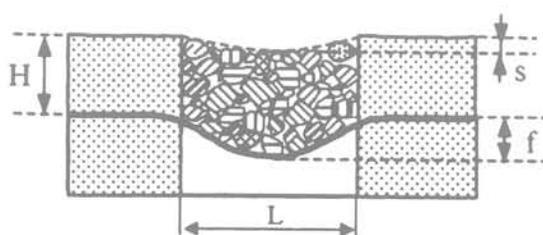
**5**

## Le mécanisme d'effondrement

Les résultats expérimentaux sont, pour un diamètre de cavité donné, assez similaires d'un essai à l'autre et ce, quel que soit le type d'expérimentation réalisé (essais routiers ou ferroviaires). On a constaté la formation de voûtes de sol stables pour les cavités de 2 m de diamètre (H/L = 0,75) et des effondrements de la totalité du sol de remblai sur la nappe, soit après vidange ou pendant les essais de traficabilité, pour les cavités de 4 m (H/L = 0,375).

Ces mécanismes résultent d'un même processus d'effondrement, initié dès le début de la vidange des billes d'argiles. Le sol au-dessus de la cavité se désolidarise progressivement du remblai et vient en appui sur la nappe géosynthétique. Celle-ci, sous le poids du sol qui lui est appliqué, fléchit et prend la forme d'une membrane. Le mécanisme d'effondrement se poursuit lentement pendant la vidange et tente de progresser vers la surface.

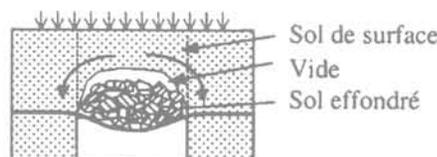
Si la hauteur H du remblai est faible devant le diamètre de la cavité L, on assiste rapidement à la remontée du fontis en surface et à l'effondrement total du cylindre de sol au-dessus de la cavité (Fig. 18). La valeur du tassement de surface s est alors fonction de la raideur J du géosynthétique (flèche f plus ou moins



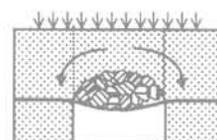
**FIG. 18 Effondrement du cylindre de sol au-dessus de la cavité.**  
Cylindrical soil collapse over the cavity.

importante à la base du cylindre du sol effondré) et du « pouvoir de décompaction » du sol (augmentation plus ou moins importante du volume de sol initial, suite à une désimbrication et une réorganisation de ses particules). Le rapport entre le volume de sol décompacté  $V_{sf}$  et le volume de sol initial avant décompaction  $V_s$  est appelé coefficient de foisonnement :  $C_e = V_{sf}/V_s$ . Peu de résultats expérimentaux sur les valeurs de  $C_e$  sont disponibles, mais il est possible d'obtenir un coefficient  $C_e$  allant jusqu'à 1,15 pour des sols de remblai.

Si la hauteur du remblai H est importante devant le diamètre de la cavité L, il y a une redistribution progressive des efforts dans le remblai non effondré et formation d'une voûte de sol qui permet le report des efforts sur le pourtour de la cavité. Le géosynthétique se déforme sous le poids du sol effondré. Sa déformée en membrane libre un espace  $\Delta V_g$  qui peut être comblé partiellement ou totalement par l'augmentation  $\Delta V_s$  de volume du sol foisonné :  $\Delta V_s = V_{sf} - V_s = (C_e - 1) * V_s$ . S'il subsiste un vide entre le sol de surface en arche et le sol effondré foisonné (Fig. 19), le mécanisme d'effondrement peut évoluer, par exemple suite à un chargement dynamique (passage de trains ou de camions). Si le foisonnement du sol est suffisamment grand, il n'y aura pas de perte de contact entre la voûte et le sol effondré foisonné (Fig. 20) ; la voûte peut être considérée comme stable et le mécanisme d'effondrement stoppé.



**FIG. 19 Formation d'une voûte de sol évolutive.**  
Formation of a variable stability arch.



**FIG. 20 Formation d'une voûte de sol stable.**  
Formation of a stabilised arch.

**6**

## Méthode de dimensionnement

**6.1**

### Principe de la méthode

Les critères de dimensionnement sont des critères géométriques de surface : on doit garantir, même après effondrement du remblai, une traficabilité acceptable jusqu'à ce qu'une intervention de comblement de surface puisse être envisagée.

Pour répondre aux besoins de la profession, une méthode de calcul simplifiée a été élaborée (Blivet *et al.*, 2001) à partir des études expérimentales et numériques conjointement menées. Les hypothèses sécuritaires utilisées supposent un effondrement total du sol de remblai au-dessus de la cavité. La démarche de dimensionnement utilisée consiste à évaluer successivement :

- les charges agissant sur la nappe géosynthétique ;
- les déplacements de la nappe géosynthétique ;
- les déplacements de surface.

## 6.2

### Évaluation des charges maximales agissant sur le géosynthétique

Les charges maximales agissant sur le géosynthétique résultent de l'effondrement du cylindre de sol au-dessus de la cavité et des éventuelles surcharges de surface  $p$ . Cette hypothèse basée principalement sur des considérations expérimentales est en opposition avec les hypothèses de calcul préconisées par la norme anglaise (British Standard 8006, 1995) qui suppose que la zone de sol affectée par l'effondrement a la forme d'un entonnoir. Des études complémentaires aux présentes expérimentations du programme RAFAEL (Blivet *et al.*, 2000) ont été réalisées sur des matériaux de remblai de natures très différentes (sable, limon et ballast). Les résultats obtenus sur cette seconde série d'essais confirment les premiers résultats obtenus, à savoir, que la zone affectée par l'effondrement est, du fait de la présence du géosynthétique, limitée au cylindre de sol au-dessus de la cavité. Une comparaison des deux méthodes de calcul (méthode RAFAEL et méthode BS 8006) sur un cas précis de l'expérimentation RAFAEL (Blivet *et al.*, 2000), montre que cette hypothèse est très influente sur le dimensionnement.

Le principe de calcul utilisé pour évaluer la charge  $q$  agissant sur la nappe géosynthétique (Giraud, 1997, Villard *et al.*, 2000) résulte de la méthode d'équilibre limite développée à l'origine par Terzaghi, qui suppose que le sol immédiatement au-dessus de la cavité s'effondre suivant une colonne verticale entre les masses de sol adjacentes qui sont restées stables. La résistance au cisaillement par frottement développée le long des zones de glissement s'oppose au déplacement de la masse de sol active, d'où une réduction des contraintes sur la nappe géosynthétique. L'équilibre du cylindre de sol effondré permet d'établir une relation (Équation 1) entre la charge  $q$  agissant sur la nappe géosynthétique et les charges appliquées (poids propre et surcharge  $p$ ). L'action du sol effondré (sol non cohérent) sur les zones stables est assimilée à une poussée, d'où la prise en considération dans l'équation 1, du coefficient de poussée des terres  $K_a$  égal à :  $K_a = (1 - \sin\phi)/(1 + \sin\phi)$ .

$$q = \frac{L \cdot \gamma}{4 \cdot K_a \cdot \tan\phi} \cdot \left(1 - e^{-K_a \cdot \tan\phi \cdot H/L}\right) + p \cdot e^{-K_a \cdot \tan\phi \cdot H/L} \quad (1)$$

## 6.3

### Évaluation des déplacements de la nappe géosynthétique

L'évaluation des déplacements de la nappe géosynthétique résulte de l'étude de son comportement en membrane.

Des formulations analytiques simples de l'effet membrane ont été développées pour des nappes homogènes et isotropes et pour des géométries de chargement simples : charges réparties verticales ou normales au plan de la nappe déformée (cas plan ou axisymétrique de révolution). Les auteurs ayant abordé ce thème sont : Espinoza (1994), Delmas (1979), Perrier (1983), Giroud *et al.* (1990), et Giroud (1995). Ces formulations permettent d'évaluer, en fonction de la charge appliquée, les efforts de traction et les déformations dans les nappes géosynthétiques.

Une étude numérique basée sur la méthode des éléments finis (Villard et Giraud, 1998), a été réalisée pour prendre en considération la structure fibreuse des géosynthétiques : nappe composée d'un non tissé (répartition uniforme des fibres dans le plan) et de renfort dans une direction donnée. Les calculs sont effectués en grandes déformations et permettent d'étudier des géométries de nappe et de chargement quelconques. Une étude paramétrique 3D de l'effet membrane (Gourc et Villard, 2000) portant sur l'influence de la structure du géotextile, a permis de justifier une option économiquement importante du projet, à savoir que les nappes monodirectionnelles (par exemple un géosynthétique non tissé renforcé dans une seule direction) déroulées en continu dans le sens de circulation des voies étaient techniquement et économiquement les plus efficaces pour ce type d'application pour les raisons suivantes : facilité de mise en œuvre, ancrage assuré dans la direction des voies et renforcement optimal en comparaison par exemple avec des nappes renforcées (à quantité totale équivalente de fibres) dans deux directions (direction du trafic et transversalement).

Les formulations analytiques proposées pour la méthode de dimensionnement RAFAEL (Giroud, 1995) supposent que la nappe géosynthétique est unidirectionnelle (une direction de renfort privilégiée) et que la charge  $q$  agissant sur la nappe est répartie uniformément. L'équation 2, obtenue en écrivant l'équilibre statique d'une portion de nappe, établit une relation entre la tension maximale dans la nappe  $T_{\max}$  ( $T_{\max}$  définie par mètre de largeur), la charge  $q$ , la déformation maximale dans la nappe  $\epsilon_{\max}$ , la raideur du géosynthétique  $J$  et le diamètre de la cavité  $L$ . Sa résolution permet, connaissant  $L$  et  $q$ , de déterminer  $\epsilon_{\max}$  et  $T_{\max}$ . L'équation 3, qui résulte également de l'équilibre statique de la nappe, permet, connaissant la déformation  $\epsilon_{\max}$ , de trouver la flèche  $f$  au centre de la nappe géosynthétique.

$$T_{\max} = \frac{qL}{2} \sqrt{1 + \frac{1}{6 \epsilon_{\max}}} = J \epsilon_{\max} \quad (2)$$

$$\epsilon_{\max} = \frac{8}{3} \left(\frac{f}{L}\right)^2 \quad (3)$$

## 6.4

### Évaluation des déplacements de surface

Les déplacements de surface sont, lorsque le sol se décompacte lors de l'effondrement, inférieurs à ceux observés au niveau de la nappe géosynthétique. En effet le volume libéré lors de la déformation de la nappe géosynthétique  $\Delta V_g$  est partiellement comblé par l'augmentation de volume de sol  $\Delta V_s$  lors de son décompactage. En admettant, d'après les observations effectuées, que le volume de l'effondrement de surface et le

volume libéré par effet membrane par le géosynthétique sont des paraboloïdes de révolution, il est alors possible (Équation 4) d'établir une relation entre le tassement de surface  $s$ , la flèche maximale du géosynthétique  $f$ , le coefficient de foisonnement du sol  $C_e$ , et la hauteur du remblai  $H$ .

$$s = f - 2H(C_e - 1) \quad (4)$$

## 6.5

### Abaques de dimensionnement

Deux abaques de dimensionnement relatifs aux expérimentations RAFAEL ( $L = 2$  m et  $L = 4$  m) sont présentés respectivement sur les figures 21 et 22. Ils ont été obtenus à partir des équations 1 à 4. Les paramètres de calcul sont :  $H = 1,5$  m,  $\phi = 38^\circ$ ,  $\gamma = 21,1$  kN/m<sup>3</sup>,  $p = 0$  kN/m<sup>2</sup> (pas de surcharge du remblai : cas correspondant aux phases de vidange des cavités) et  $C_e = 1,1$ . Le coefficient de foisonnement  $C_e = 1,1$  a été estimé à partir d'essais de laboratoire effectués sur les matériaux du site. Rappelons que le coefficient de foisonnement correspond au rapport entre le volume  $V_{sf}$  d'une masse  $m$  de sol remanié (mis en place sous poids propre sans compactage) et le volume  $V_s$  occupé par la même masse de sol avant décompactage. Des mesures de  $V_{sf}$  ont été effectuées en laboratoire sur des échantillons d'environ 50 kg. Ce phénomène de dilatance sous confinement très faible est mal connu mais il a une influence importante sur le dimensionnement. Une étude de sensibilité a donc été effectuée pour  $C_e = 1,1 \pm 0,025$ . Les résultats obtenus sont présentés sur les figures 21 et 22. Les courbes limites inférieures et supérieures des fuseaux correspondent respectivement à  $C_e = 1,125$  et  $C_e = 1,075$ .

À partir des abaques présentés il est possible, une fois le critère de surface défini, de déterminer la raideur en traction du géosynthétique  $J$  et la tension  $T_{max}$  qu'il doit supporter. Par exemple, les caractéristiques requises pour le renfort géosynthétique sont, pour un rapport  $s/L$  de 0,025 (valeur admissible pour les structures routières) et pour  $C_e = 1,1$  :  $J = 518$  kN/m et  $T_{max} = 42,3$  kN/m pour des cavités de 2 m de diamètre et  $J = 5578$  kN/m et  $T_{max} = 148,7$  kN/m pour des cavités de 4 m de diamètre.

Sur la figure 21, on constate que des valeurs de  $J$  supérieures à 1 800 kN/m conduisent, pour des cavités de 2 m de diamètre et pour  $C_e = 1,1 \pm 0,025$ , à un tasse-

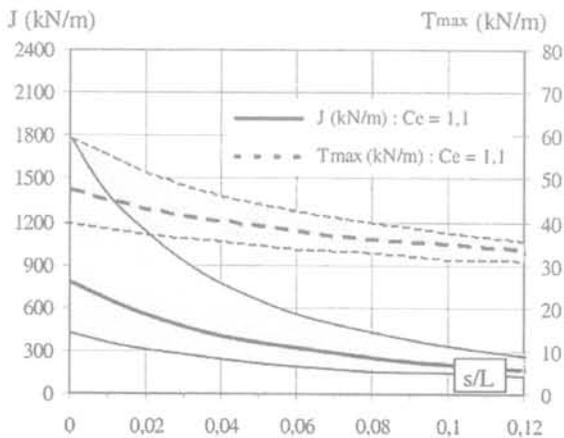


FIG. 21 **Abaque de dimensionnement ( $L = 2$  m) pour  $C_e = 1,1 \pm 0,025$ .**  
Design chart for  $L = 2$  m and  $C_e = 1,1 \pm 0,025$ .

ment de surface nul. Ce résultat est conforme aux résultats des expérimentations qui ont montré qu'aucun tassement de surface n'avait pu être décelé à la vidange des cavités de 2 m.

Comparativement aux expérimentations réalisées, on constate sur la figure 22 que des valeurs de  $J$  de 1 818 kN/m et 3 600 kN/m prévoient, pour des cavités de 4 m de diamètre, des tassements de surface très importants qui ne sont pas admissibles (respectivement  $s/L = 0,074$  et  $s/L = 0,0415$  pour  $C_e = 1,1$  soit  $s = 0,296$  m et  $s = 0,166$  m). Ces résultats sont à rapprocher des résultats expérimentaux obtenus après effondrement des cavités de 4 m.

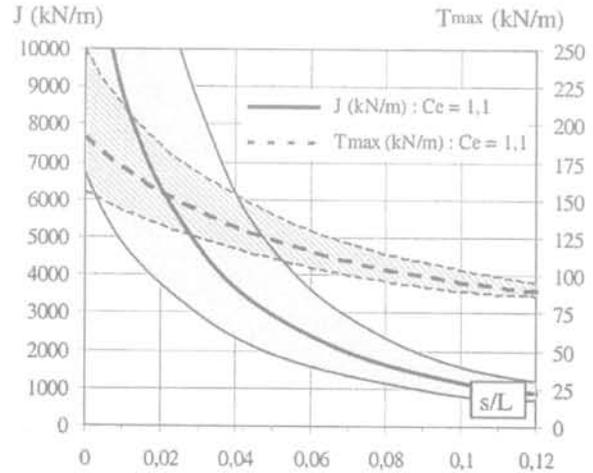


FIG. 22 **Abaque de dimensionnement ( $L = 4$  m) pour  $C_e = 1,1 \pm 0,025$ .**  
Design chart for  $L = 4$  m and  $C_e = 1,1 \pm 0,025$ .

Des abaques de dimensionnement similaires peuvent être établis en prenant en considération une surcharge du remblai non nulle ( $p \neq 0$ ). Il faut noter cependant que la détermination de  $C_e$  est dans ce cas difficile, puisque le foisonnement et la désimbrication des particules du sol peuvent être fortement affectés par l'action des charges locales appliquées.

## 7

### Conclusion

L'expérimentation réalisée en vraie grandeur a permis de montrer qu'une solution de renfort par géosynthétique pouvait limiter très fortement les risques d'incidents graves qui peuvent découler d'un effondrement localisé sous les voies. La solution technique proposée, pour un remblai d'épaisseur 1,5 m, semble particulièrement adaptée aux cavités de faibles diamètres ( $L = 2$  m,  $H/L = 0,75$ ) pour lesquelles aucun déplacement significatif de surface n'a pu être enregistré. Pour les cavités de plus grandes dimensions ( $L = 4$  m,  $H/L = 0,375$ ), la solution proposée s'est avérée intéressante dans la mesure où elle permet d'éviter les effondrements brusques de grande ampleur et qu'elle permet, après un remblaiement rapide, d'assurer une traficabilité acceptable jusqu'à ce qu'une réparation définitive puisse être effectuée. Soulignons qu'aucune rupture des géosynthétiques n'a été observée, et ce, quelles que

soient les expérimentations effectuées, ce qui prouve le bien-fondé d'une telle utilisation dimensionnée à partir d'un fonctionnement supposé en membrane. Les expérimentations réalisées ont permis au groupement RAFAEL de mettre en évidence les mécanismes mis en jeu (effet voûte et effet membrane) et de proposer une méthode de dimensionnement simplifiée. Les abaques des figures 21 et 22 conçus pour des hauteurs de remblai de 1,5 m et des diamètres de cavité de 2 et 4 m, peuvent être étendus, dans le respect des hypothèses formulées, à des géométries de remblai (épaisseur du remblai et diamètre des cavités) et à des renforcements de natures différentes (raideur en traction). Comme le montrent les résultats présentés, la nature du sol de

remblai (notamment la valeur du coefficient de foisonnement  $C_e$ ) conditionne fortement la valeur du tassement de surface et de ce fait le dimensionnement.

#### REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier la SNCF, SCETAURROUTE, Bidim-Polyfelt Geosynthetics et le Réseau des Laboratoires des Ponts et Chaussées pour leurs contributions à la réalisation des expérimentations du programme de recherche RAFAEL.

## Bibliographie

- Aboura A. – Étude expérimentale du comportement mécanique de matériaux granulaires non conventionnels. Thèse de doctorat de l'Université Joseph-Fourier de Grenoble, novembre 1999.
- Blivet J.C., Khay M., Villard P., Gourc J.P. – Experiment and design of geosynthetic reinforcement to prevent localised sinkholes. *GeoEng2000*, International Conference on Geotechnical and Geological Engineering, Melbourne, Australia, 19-24 November 2000, CD-ROM Conference Proceeding, 6 p.
- Blivet J.C., Khay M., Gourc J.P., Giraud H. – Design considerations of geosynthetic for reinforced embankments subjected to localized subsidence. *Proceedings of the Geosynthetics'2001 Conference*, February 12-14, 2001, Portland, Oregon, USA, p. 741-754.
- British Standard BS 8006 – Code of practice for strengthened/reinforced soils and other fills, 1995, 162 p.
- Delmas P. – Sols renforcés par géosynthétiques. – Premières études. Thèse présentée à l'Université scientifique et médicale de Grenoble pour l'obtention du grade de docteur-ingénieur, 20 décembre 1979, 200 p.
- Espinoza R.D. – Soil-Geotextile Interaction: Evaluation of Membrane Support. *Geotextiles and geomembranes*, vol. 13, n° 5, 1994.
- Giraud H. – Renforcement des zones d'effondrement localisé. Modélisations physique et numérique. Thèse de doctorat de l'Université Joseph-Fourier de Grenoble, octobre 1997, p. 79-100.
- Giroud J.P., Bonaparte R., Beech J.F., Gross B.A. – Design of soil layer-Geosynthetic systems overlying voids. *Geotextiles and Geomembranes*, vol. 9, n° 1, 1990, p. 11-50.
- Giroud J.P. – Determination of geosynthetic strain due to deflection. *Geosynthetics International*, vol. 2, n° 3, 1995, p. 635-641.
- Gotteland Ph., Tacnet J.M., Aboura A. – Caractérisation des sols grossiers, application aux sols de torrents. *Revue française de génie civil*, juin 2000, 14 p.
- Gourc J.P., Villard P., Giraud H., Blivet J.C., Khay M., Imbert B., Morbois A., Delmas Ph. – Sinkholes beneath a reinforced earthfill. A large scale motorway and railway experiment. *Proceedings of the Geosynthetics'99 Conference*, April 28-30, 1999, Boston, Massachusetts, USA, p. 833-846.
- Gourc J.P., Villard P. – Reinforcement by membrane effect: application to embankments on soil liable to subsidence. *Geosynthetics ASIA 2000*, Proceedings of the 2nd Asian Geosynthetics Conference, Kuala Lumpur, Malaysia, 29-31 May 2000, vol. 1, p. 55-72.
- Perrier H. – Sol bicouche renforcé par géotextile. *Rapport de recherche LPC*, n° 125, 1983, 99 p.
- Villard P., Giraud H. – Three-Dimensional modelling of the behavior of geotextile sheets as membrane. *Textile Research Journal*, vol. 68, n° 11, November 1998, p. 797-806.
- Villard P., Gourc J.P., Giraud H. – A geosynthetic reinforcement solution to prevent the formation of localized sinkholes. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 37, n° 5, October 2000, p. 987-999.

# Typologie et modèles de glissements de terrain : exemples de sites des Pyrénées occidentales et centrales

R. FABRE

Th. LEBOURG

B. CLÉMENT

Université Bordeaux 1,  
Centre de Développement  
des Géosciences  
Appliquées, (CDGA)  
avenue des Facultés  
33405 Talence Cedex  
r.fabre@cdga.u-bordeaux.fr  
lebourg@geoazur.unice.fr  
clement@cdga.u-  
bordeaux.fr

## Résumé

Plusieurs sites d'étude (Pyrénées) soumis à des glissements de terrain sont présentés avec leurs caractéristiques géologiques et géomorphologiques permettant de les classer suivant leur typologie. Pour l'ensemble des glissements de terrain, on analyse la géométrie des glissements ainsi que les facteurs géologiques et mécaniques favorisant les instabilités. Parmi les facteurs géologiques permanents on retrouve : la lithologie, la fracturation du massif, le plissement des couches, l'orientation des structures et la stratification. Sur les quatre sites étudiés, deux correspondent à des glissements de la moraine quaternaire et les deux autres à des glissements rocheux. La connaissance des différentes formes de surface de glissement, nous permet de les classer en : glissements translationnels, rotationnels ou complexes. Cette classification associée à huit modèles géométriques ainsi qu'aux différents facteurs géologiques et mécaniques permet d'expliquer les causes de la rupture et de proposer une aide à la cartographie de l'aléa « glissements de terrain » dans une perspective de gestion des risques.

**Mots-clés :** Pyrénées, glissements de terrain, glissements translationnels, glissements circulaires, fractures, plis, grès, schistes, argilites, moraine.

## Model and typology of landslides : examples in the central and western Pyrenees

## Abstract

In this article several sites, in the Pyreneans, affected by landslides are presented by their geological and structural characteristics of their classification. For all the landslides, we determine the geometry of the landslides and the geological and mechanical factors initialising the movements. The geological factors are characterised by the lithology, the fracturation, the stratification, the folding, the orientation and the dip of the stratification. Among the four studied areas, two are tills landslides, on the others as rockslides. The knowledge of sliding geometry surface allows us to classify these landslides as: translational, rotational and complex landslides. This classification associated with eight models of geometry and with the mechanical factors allows to explain the rupture and to propose a help to the hazard mapping.

**Key words :** Pyrenees, landslides, translational slides, rotational slides, faults, folds, sandstones, shale, claystone, till.

NDLE : Les discussions sur cet article sont acceptées jusqu'au 31 décembre 2002.

## Introduction

Dans les Pyrénées occidentales et centrales, la cartographie géologique et géomorphologique révèle l'importance des glissements de terrain affectant le substratum et la couverture morainique. Ainsi, les glissements de terrain occupent des surfaces considérables. Ils sont pour la plupart postérieurs à la dernière glaciation, souvent anciens et dormants, parfois encore actifs. Les glissements de terrain identifiés reposent, essentiellement, sur des observations géologiques et géomorphologiques de terrain, sans vérification en profondeur et par forages des surfaces de rupture parfois déduites des observations de surface ou de pseudo-sections de résistivité.

Tous ces glissements de terrain ont été décrits par Clément *et al.* (1996), Fabre *et al.* (1996) ou résumés dans Lebourg (2000), que ce soit au Pays basque (Saint-Jean-Pied-de-Port ; site 1 – Fig. 1), dans les Pyrénées-Atlantiques (vallée d'Aspe ; sites 2 et 3 – Fig. 1) ou dans les Pyrénées ariégeoises (Verdun-sur-Ariège ; site 4 – Fig. 1). Jusqu'à présent aucune typologie de ces glissements n'a été proposée. Une démarche de classification doit permettre d'identifier les contextes géologiques favorables au déclenchement de glissements de terrain, et de fournir les clés d'une cartographie de l'aléa « glissements de versants » d'autres secteurs des Pyrénées. C'est ce double objectif qui est recherché dans ce travail. Pour chacun des sites, les facteurs de prédisposition aux « glissements de versants » sont établis, ainsi que le modèle géométrique qui s'y rapporte. Les facteurs rhéologiques des glissements de terrain des moraines ont été établis (sites 3 et 4), comme ceux hydrogéologiques lorsque les données existent.

## Classification des glissements de terrain reconnus

Les nombreuses classifications des glissements de terrain (en particulier Terzaghi, 1950 ; Trévisan, 1971 ; Colas et Pilot, 1976 ; Varnes, 1978 ; Flageollet, 1989 ; Antoine, 1992 ; Antoine et Giraud, 1993 ; Durville, 1992 ; Durville et Seve, 1996) ont été récemment regroupées en un ouvrage collectif (Dikau *et al.* 1996) qui propose une classification fondée sur la typologie des glissements de terrain. C'est suivant cet ouvrage et les travaux de référence de Millies-Lacroix (1981), Sassa (1985) et Leone (1996) que sera envisagée la classification des glissements de terrain des Pyrénées centrales et occidentales. En particulier, on parlera de glissement profond lorsque l'épaisseur de la couche glissée est supérieure à 50 mètres, ce qui est exceptionnel pour les moraines et le substratum des vallées étudiées (Fig. 1).

Dans les différents secteurs étudiés, les indices de reconnaissance des glissements et les principaux facteurs géologiques responsables, dits « facteurs permanents » (Mougin, 1973 ; Malatrait, 1975 ; Azimi et Desvarreux, 1996 ; Antoine et Giraud, 1993) sont :

- la *topographie des lieux*, en notant les ruptures de pentes, la zone active, les replats, les sources ;
- les *éléments géologiques* à l'origine de la surface de rupture (fractures ; diaclases ; stratification, plis) et leur

*orientation* par rapport au versant. L'analyse de ces éléments permet d'envisager, sans pouvoir toujours le vérifier, si les glissements sont superficiels avec des épaisseurs glissées ne dépassant pas 50 mètres ou profonds avec des épaisseurs plus importantes (50 à 300 mètres) ;

- la *lithologie des terrains* affectés par les glissements : soit le substratum rocheux, soit la couverture quaternaire et en l'occurrence la moraine ;

- les *escarpements principaux* avec les *éboulis actifs* et les *fentes de tractions* ouvertes en amont du glissement, comme les *fissures longitudinales cisailantes* sur les bordures du glissement ;

- les *bourrelets frontaux* et les *arbres basculés* vers l'aval du glissement ;

- l'*orientation des axes de plis, de la stratification ou d'autres plans structuraux* par rapport à celle du versant lorsque les glissements se produisent dans le substratum.

L'ensemble de ces critères géométriques montre que tous les glissements de terrain étudiés dans les Pyrénées, qu'ils soient dans la couverture morainique ou dans le substratum rocheux, se regroupent, pour l'essentiel :

- soit en *glissements translationnels superficiels* dans le substratum rocheux du Pays basque (site 1). Ces glissements ont une surface de rupture mécanique initiale subhorizontale (Figs. 2 et 4) ;

- soit en *glissements rotationnels superficiels* dans la moraine (sites 3 et 4 : haute vallée d'Aspe et Verdun-sur-Ariège – Figs. 7, 8, 9, 10 et 11) ou dans le substratum rocheux du Pays basque (site 1 – Figs. 2, 3, 4) et de la basse vallée d'Aspe (site 2 : Layens – Fig. 5, 6, secteur A) ;

- soit en *glissements rotationnels profonds* envisagés dans le substratum rocheux (site 2 : basse vallée d'Aspe-Layens - Fig. 5, secteurs B et C ; Fabre *et al.*, 2000b) ;

- soit, *exceptionnellement, en glissements complexes* (Figs. 8 et 9) puisqu'ils se développent à la fois dans le substratum et dans la couverture morainique (site 3 : haute vallée d'Aspe – glissement du Peilhau – Fig. 8) ;

- soit en *glissements-coulées superficiels* dans le substratum de la basse vallée d'Aspe (site 2) ou dans la moraine de Verdun-sur-Ariège (site 4 – Fig. 11).

Nous décrivons, en suivant la terminologie de cette classification, les différents types de glissements reconnus. Le contexte géologique et géomorphologique est précisé ainsi que le modèle géométrique qui peut s'y rattacher. Dans cette description, les glissements de terrains affectant le substratum (sites 1, 2, 3) sont d'abord présentés, puis ceux affectant les formations superficielles (3 et 4).

## Sites glissés : typologie et origine

### Pays basque : glissements affectant le substratum triasique (site 1)

La région étudiée correspond à la partie occidentale des Pyrénées et appartient structurellement à la zone

nord-pyrénéenne (Fig. 1). Elle se situe à une vingtaine de kilomètres au nord de la faille nord-pyrénéenne orientée N 100° (Choukroune, 1974) au contact avec la dépression triasique de Saint-Jean-Pied-de-Port (Fig. 1). La Nive entaille profondément un socle paléozoïque (schistes dévoniens), supportant des terrains triasiques constitués d'une alternance de niveaux d'argilites et de bancs de grès psammitiques d'épaisseur métrique (Fig. 2).

Les glissements de terrain se développent dans les formations triasiques plissées, avec des dispositifs structuraux et morphologiques très différents d'une rive à l'autre (Fig. 3). Cartographiquement, tous les *glissements de terrain superficiels* présentent des caractéristiques morphologiques bien conservées, puisque les escarpements principaux sont bien individualisés, comme les bourrelets frontaux. Les réactivations actuelles sont occasionnelles. Ce sont des glissements rocheux probablement anciens sans qu'il soit possible d'en préciser l'âge. On peut distinguer les types suivants :

– *glissements rocheux rotationnels* lorsque la direction du versant est perpendiculaire à la direction axiale des plis décamétriques, (Figs. 2 ; 3a). En rive gauche de la Nive (Fig. 3a), les glissements rotationnels correspondent à des panneaux rocheux effondrés de la falaise et s'amorcent le long de plans de fractures à fort pendage vers l'aval du versant. Ce dispositif à forte composante verticale provoque une descente lente et progressive de panneaux triasiques sur le substratum schisteux du Dévonien de ce versant. Ces glissements *rotationnels* présentent une surface de rupture curviligne à large rayon de courbure. Par évolution régressive vers l'amont du versant, ils forment des structures emboîtées (Fig. 3a). Les panneaux glissés s'échelonnent sur le versant, depuis les plus anciens et fortement démantelés vers le bas du versant, jusqu'aux plus récents non déstructurés en pied de corniches (Fig. 3a ; Clément *et al.*, 1996) ;

– *glissements rocheux rotationnels à translationnels*, dont les surfaces de rupture sont guidées par les joints stratigraphiques, lorsque la direction du versant est parallèle à la direction axiale de plis décamétriques, comme en rive droite de la vallée de la Nive (Figs. 2 ; 3b). Les glissements bancs sur bancs entre les grès et les argilites ont une composante surtout horizontale et suivent les discontinuités de la stratification à faible pendage ;

– *glissements rocheux translationnels* dont le plan de rupture correspond à un plan structural particulier comme la surface de chevauchement située en rive droite de la Nive (Figs. 2 et 4).

Le site 1 permet de comprendre le rôle majeur des plissements dans la genèse des glissements de terrain. Il montre, de plus, comment le type de glissement de terrain, dépend, pour les mêmes formations géologiques, de la direction du versant par rapport aux directions des structures géologiques. Ainsi, rechercher l'agencement des couches géologiques d'un versant peut permettre d'évaluer rapidement à quel type de glissement on a affaire, soit à composante verticale majeure, soit à composante plus horizontale. Il s'ensuit un modèle géométrique de ces glissements décrits comme superficiels (Figs. 3 a et b). Ces relations géométriques entre pente d'un versant et direction des couches géologiques sont à analyser lors de la réalisation de cartes d'aléa « mouvements de versants ». On

comprend alors que les facteurs de prédisposition à l'instabilité ne sont pas les mêmes suivant que la direction du versant est parallèle ou perpendiculaire aux structures géologiques. Dans le cas où elles sont parallèles, c'est la lithologie et le plissement qui sont les facteurs de prédisposition, dans l'autre cas, c'est la fracturation et la lithologie.

### 3.2

## Basse vallée d'Aspe : glissements affectant le substratum (site 2)

Les glissements de terrain du Layens sont situés en basse vallée d'Aspe dans la série sédimentaire mésozoïque (Figs. 5 et 6) qui débute par les formations du Trias inférieur et se termine par celles de l'Aptien supérieur (Castéras 1969). Il s'agit de glissements rocheux probablement anciens (partie C), ou encore actifs (parties A et B – Figs. 5 et 6), guidés essentiellement par les structures géologiques (Fabre *et al.*, 2000b).

Deux glissements sont reconnus :

*Le glissement des Cabanes d'Arrès (secteur A) :* celui-ci se reconnaît dans le versant par la présence d'escarpements latéraux et sommitaux récents. L'escarpement principal débute vers 1310 mètres d'altitude, à la limite Oxfordien/Aptien supérieur, alors que le pied du glissement au niveau du ruisseau de l'Arricq, vers 600 mètres d'altitude (Fig. 6). Géomorphologiquement, il se caractérise par un emboîtement d'au moins trois panneaux glissés, qui montrent, à l'affleurement, trois escarpements de 15 à 20 mètres de hauteur (Fig. 6) ;

*Le glissement de Capdevielle (secteur B) :* ce glissement, situé au-dessus du lieu-dit Capdevielle, présente un escarpement principal situé vers 1 120 mètres d'altitude, dans les calcaires de l'Aptien supérieur, et se termine, sous ce lieu-dit à 700 mètres d'altitude, dans les formations triasiques (Fig. 5). Il se positionne sur la même structure plissée que le glissement des Cabanes d'Arrès, dont la charnière est bien visible dans les calcaires de l'Aptien supérieur, sur la ligne de crête du Layens. L'avancée frontale de ce glissement est moins nette que dans le secteur A (Fig. 5). A l'intérieur de celui-ci des glissements plus superficiels sont visibles.

D'un point de vue typologique on constate que les glissements du versant sud du Layens sont des *glissements rocheux actifs, superficiels, rotationnels* le long d'une discontinuité structurale liée à un grand pli déversé. Cette discontinuité correspond au plan axial d'un pli de pendage conforme à la pente du versant (Fig. 6), la direction du versant étant sub-parallèle à la direction des plis (N 90°-100°). C'est le cas du glissement des Cabanes d'Arrès (partie A) et de celui de Capdevielle (partie B – Fig. 5).

Sur ce site, ce sont les discontinuités structurales qui ont guidé les *glissements rotationnels superficiels* du versant sud du Layens sur les secteurs A et B. Les glissements rocheux du Layens ont une composante de déplacement inclinée, sub-parallèle à la ligne de plus grande pente du versant dans le secteur A, et subhorizontale dans le cas B.

L'ensemble des données géologiques et géomorphologiques permet d'expliquer les causes naturelles des *glissements rotationnels superficiels actifs* du Layens (secteur A) par érosion et suppression naturelles de la butée aval et par le pendage plus faible des disconti-

nités géologiques comparé à la pente du versant. Ces discontinuités et leur géométrie sont le facteur prédisposant le plus à l'instabilité. Leur prise en compte est indispensable pour l'établissement des cartes d'aléa « mouvements de versants ». Toutefois, d'autres facteurs dits déclenchants comme la pluviométrie, l'érosion régressive ou la sismicité, non analysés ici, participent aux mouvements de versants.

### 3.3

## Haute vallée d'Aspe : glissement rocheux affectant le substratum (site 3)

En haute vallée d'Aspe les glissements de terrain sont spectaculaires puisqu'ils occupent une superficie considérable sur tous les versants entre le col du Somport et le fort du Portalet (Fig. 7). Plus d'une trentaine de glissements cartographiés affectant les formations morainiques, alors que seulement deux glissements affectent à la fois la moraine et le substratum paléozoïque d'après les levés cartographiques et les données géophysiques (Lebourg et Fabre, 2000, Lebourg, 2000, Lebourg et Frappa, 2001). Il s'agit des deux glissements rocheux de la Gentiane et du Peilhoul situés juste en aval du tunnel du Somport (Fig. 7). Le glissement du Peilhoul est un glissement du socle paléozoïque de la zone Nord-pyrénéenne (Barnolas *et al.*, 1996), composé de plusieurs glissements rocheux ou « panneaux » glissés de grès et de schistes du Carbonifère (Fig. 8 et coupe Fig. 9, Lebourg, 2000). Géomorphologiquement, chaque panneau est marqué par une forte rupture de pente au niveau des escarpements principaux et par des fractures latérales sur les bordures prolongeant les escarpements (Fig. 8). Vers le bas du versant, le glissement affecte la galerie du tunnel ferroviaire sur toute sa longueur. Cartographiquement, dans la partie haute du glissement, deux panneaux majeurs sont délimités, et trois moins importants dans la partie basse. Un bourrelet frontal dans la moraine marque la limite inférieure du dernier panneau en bordure du gage d'Aspe. Ainsi, si le glissement du Peilhoul est essentiellement rocheux dans sa partie haute, puisque tous les escarpements sont dans les grès et les schistes du Carbonifère, il affecte la moraine seulement dans la partie basse (Figs. 8 et 9). Dans cette partie, grâce à des pseudo-sections de résistivité la surface de rupture a été reconnue au contact substratum/moraine avec une forme faiblement incurvée à large rayon de courbure (Lebourg, 2000). Les surfaces de rupture des deux panneaux supérieurs ne sont reconnues qu'à partir des seules données de surface (escarpements ; bourrelets frontaux). Le manque de données suggère deux hypothèses quant à la forme des surfaces de rupture :

- peu profondes, les glissements seraient alors *succesifs, rotationnels ou translationnels* ;
- profondes et emboîtées, les glissements seraient alors *emboîtés rotationnels* à large rayon de courbure (Fig. 9).

Toutefois, les levés géologiques de terrain et les mesures des plans de discontinuités en surface montrent que le glissement est guidé par deux types de facteurs lithostructuraux permanents : 1) *des fractures sub-verticales* dessinant les escarpements principaux et 2) *la lithologie* (grès/schistes) à faible pendage aval (Fig. 9). Dans les deux cas il s'agit d'un glissement complexe à composante de déplacement oblique, affectant

à la fois le substratum rocheux et les dépôts glaciaires superficiels de 40 mètres d'épaisseur vers le bas du versant.

Parmi les deux hypothèses envisagées plus haut, celle d'un glissement rotationnel à large rayon de courbure suivant plusieurs panneaux emboîtés est retenue comme la plus probable pour illustrer ce glissement complexe (Fig. 9). Dans ce cas, les axes des plis sont pratiquement perpendiculaires à la direction du versant. Ils ne jouent alors qu'un rôle secondaire dans le déclenchement du glissement, contrairement au cas du glissement rocheux du Layens (site 2) ou au cas du glissement en rive droite de la Nive (Pays basque ; site 1 - Fig. 2). En effet, dans ces deux sites (sites 1 et 2), les directions des plis sont parallèles aux directions des versants. En comparaison on observe que le glissement rocheux du Peilhoul a une forte composante oblique à verticale dans la partie haute du versant (fractures très redressées) se rapprochant donc des glissements rocheux de la rive gauche de la Nive (Fig. 3a). Dans ce cas de glissement de versant, les facteurs géologiques prédisposant l'instabilité de la partie rocheuse, sont la fracturation et la lithologie. Leur géométrie et leur densité sont à prendre en compte lors de l'établissement d'une carte d'aléa « glissements de versants ». D'autres facteurs dits déclenchant participent au modèle géométrique d'instabilité ; ce sont les séismes et l'action de l'eau. Ces facteurs ne sont pas pris en compte dans le modèle car sans données hydrogéologiques et sismologiques sur plusieurs décennies, ils ne sont pas quantifiables (glissement non instrumenté). Cependant, les observations de terrain et les pseudo-sections de résistivité indiquent d'importantes circulations d'eau dans la moraine vers le bas du glissement le long du tunnel ferroviaire. Une chenalisation des eaux souterraines est établie dans la moraine avec des débits de plusieurs mètres cubes heures (Lebourg et Fabre, 2000, Lebourg et Frappa, 2001).

### 3.4

## Haute vallée d'Aspe : glissements affectant les formations morainiques (site 3)

Seuls les trois glissements de terrain de Gouetsoule, affectant les formations morainiques, sont décrits à titre d'exemple parmi la trentaine de glissements reconnus (Fig. 7), puisque les autres appartiennent au même type et correspondent au même modèle géométrique. La plupart des glissements, dans la moraine, sont réputés anciens et potentiellement actifs dans la mesure où ils ne montrent pas de réactivation à l'affleurement, à quelques exceptions près. D'autres présentent de nombreux indices d'une activité continue. Ce sont essentiellement les cinq glissements de terrain de grande ampleur qui bordent la Route Nationale RN 134, dont les trois glissements de Gouetsoule, en rive droite (Fig. 7 : G1 - G2 - G3) :

Un premier glissement ancien, noté G1, est situé le plus au sud du secteur, sans réactivation majeure visible. Le profil topographique est caractéristique d'un glissement, avec une forme concave en amont et convexe vers l'aval. Les traces de la surface de rupture sont visibles en pied de versant (Fig. 10a). L'épaisseur de la moraine est estimée, au centre du glissement, à 25 mètres. De part et d'autre du glissement, des affleu-

rements du substratum laissent supposer la présence d'un crypto-relief glaciaire en forme de cuvette (Lebourg, 2000) ;

Un glissement central G2 (Fig. 7). Il s'agit d'un ancien glissement stabilisé, puis réactivé par l'aménagement de la RN 134. A l'affleurement, on observe un escarpement principal sur plus de 200 m de largeur. Les limites latérales du glissement sont marquées, au Nord, par un talweg, et au Sud, par une légère dépression avec un bourrelet frontal érodé par le Gave d'Aspe. A l'affleurement de nombreuses fissures de réactivation sont orientées N 90-100° ;

Le troisième glissement, noté G3, le plus actif du secteur, situé au nord de la zone (Fig. 7). C'est un glissement très récent, initié par l'aménagement de la RN 134 (Fig. 10b).

Ces trois glissements ont été reconnus en profondeur par pseudo-sections de résistivité (Lebourg, 2000, Lebourg et Frappa, 2001). Cela a permis de localiser la profondeur de la surface de rupture au niveau du substratum ou à proximité (Figs. 10a, b), avec une épaisseur de moraine de 35-40 mètres environ, sans possibilité de le vérifier par inclinométrie (moyen non disponible dans le cadre de ce travail).

Les glissements de la couverture morainique du site de Gouetsoule sont représentatifs de tous ceux de la haute vallée d'Aspe entre le col du Somport et Urdos (Fig. 7). Ils correspondent à un modèle géométrique de glissement rotationnel à large rayon de courbure lié essentiellement au décollement de la couverture morainique au niveau du substratum carbonifère. D'un point de vue typologique, la plupart des glissements de terrain dans la moraine en haute vallée d'Aspe, sont des glissements *rotationnels superficiels* (10 à 50 mètres d'épaisseur). Ils recouvrent, pour certains, les terrasses alluviales anciennes et ont un âge postglaciaire (réactivation), ou actuel d'origine anthropique.

Les causes originelles de ces glissements sont directement liées aux caractéristiques mécaniques des moraines : cohésion nulle et angle de frottement proche de la pente du versant (Lebourg, 2000), comme à la suppression naturelle de la butée de pied (fonte du glacier de vallée) lors de la déglaciation à la fin du Würm. D'un point de vue cartographique, on constate qu'une grande partie des glissements de terrain est localisée, topographiquement, dans la zone de confluence entre le glacier principal du gave d'Aspe et des glaciers affluents suspendus. Cette constatation permet de prévoir la position d'une partie des zones des glissements anciens de la moraine. En effet, dans ces zones de confluence les moraines sont les plus épaisses et ont été déposées sur une plus forte pente, celle du dénivelé existant entre le glacier principal et ceux affluents, suspendus (travaux en cours). Ces éléments nouveaux sur la position d'une partie des glissements de terrain post-würmiens dans une ancienne vallée glaciaire, sont à considérer dans l'établissement de carte d'aléa « glissements de versants ». Leur prise en compte comme facteurs de prédisposition aux instabilités passe par une cartographie de la géomorphologie glaciaire du site. On peut ainsi estimer les zones d'instabilités potentielles encore sujettes à des mouvements de réactivation, soit par des phénomènes naturels (séisme, pluviométrie), soit par l'action de l'homme. Cependant, d'autres facteurs de prédisposition dits « rhéologiques » conditionnent les instabilités anciennes des moraines. Il s'agit essentiellement de leur angle de frottement interne effectif qui varie de 20° à

40° suivant la nature lithologique et de la forme des grains de la moraine de confluence (grès, schiste, calcaire ; Lebourg, 2000). Pour cette raison, les zones de moraine de confluence où les instabilités existent, sont celles où l'angle de frottement interne effectif est le plus faible (20° à 30°). Ailleurs, les zones de moraine de confluence encore stables indiquent des angles de frottement internes effectifs plus élevés, compris entre 35° et 42°. En haute vallée d'Aspe la cartographie de l'aléa « glissements de versants » est ainsi fonction de la pente du versant, de la position de la moraine dans la morphologie glaciaire (zone de confluence), de l'angle de frottement interne effectif de la moraine, et d'autres facteurs déclenchant (eau, séismes). Pour le site de Gouetsoule une modélisation 3D de l'instabilité a permis d'établir la hauteur d'eau limite connaissant l'angle de frottement interne effectif (Lebourg, 2000). Ainsi, pour une épaisseur de moraine de 35 mètres et un angle de frottement interne effectif de 32°-33°, l'instabilité est effective à partir de 8 mètres de hauteur d'eau.

### 3.5

## Pyénées ariégeoises : vallée de Verdun-sur-Ariège (site 4)

Le site présente deux types d'instabilités dans la moraine, les glissements de terrain et les coulées de débris sur un substratum gneissique étudié par Sitter (1968). Ces mouvements de versant se sont produits en 1875 et ont été décrits par J.-M. Antoine (1992). D'autres restent actifs vers le bas du versant (Fig. 11). Les critères géomorphologiques ayant permis de les distinguer sont :

- les importants escarpements principaux et les fentes de traction à l'amont des glissements ;
- le bourrelet frontal des glissements encore actifs, avec de nombreux arbres basculés.

Une trentaine de *glissements superficiels* ont été cartographiés et montrent tous une rupture *circulaire* (Fig. 11). Les plus petits sont à surface de rupture intramorainique très incurvée. Cependant trois glissements, beaucoup plus importants, encore actifs, ont été reconnus vers le bas du versant entre 1100 et 1300 mètres d'altitude. Ils sont de *type rotationnels* à large rayon de courbure. Pour l'un des glissements actifs, le plan de rupture se fait à proximité et à 1 mètre au-dessus du contact substratum gneissique/moraine (sondages et inclinomètre ; Fabre *et al.*, 2000a), avec une forte composante de déplacement horizontale. Ces données localisées sur l'un des glissements montrent que leur surface de rupture ne se situe pas forcément et toujours au contact substratum/moraine. Ceci peut s'expliquer par les ondulations topographiques du substratum sous la moraine (relief caché).

Trois types d'évolution de *glissements de terrain rotationnels* sont observés :

- évolution rétrograde du glissement depuis le bas du versant vers le haut (Fig. 11 : secteur ouest) ;
- pas d'évolution : glissements rotationnels uniques sans effet rétrograde (Fig. 11 : secteur centre) ;
- évolution du glissement en coulées de débris (mouvements complexes - Fig. 11 : secteur sud-est).

Ainsi, le site de Verdun-sur-Ariège est le siège d'une dynamique de mouvements rétrogrades générant des glissements de terrain successifs de tailles variables,

mais qui n'excèdent jamais 200 m de long et 40 m de profondeur. Si l'on compare avec la vallée d'Aspe on constate que les types de glissements sont différents. Ceci s'explique par une différence de nature de la moraine, légèrement argileuse et limoneuse en haute vallée d'Aspe, avec des éléments très anguleux (débris de schistes ; Lebourg, 2000), alors qu'elle est exclusivement sablo-graveleuse dans la région de Verdun-sur-Ariège (site 4).

La surface de rupture de tous ces glissements est proche de l'interface moraine/substratum. C'est la discontinuité géométrique et mécanique majeure de même sens de pendage que le versant, avec une forme plus ou moins incurvée. Sur ce site, la nature sablo-graveleuse de la moraine et la forte pente du versant vers l'aval sont des facteurs de prédisposition locaux, ainsi que les importantes venues d'eau de la nappe de fracture du substratum (Fabre *et al.*, 2000a, Lebourg, 2000). Ce site reste limité en superficie pour envisager des résultats plus intéressants, identiques à ceux obtenus sur les moraines de la haute vallée d'Aspe (site 3) ; en effet les résultats des essais mécaniques sur les moraines indiquent que le matériau est purement granulaire avec un angle de frottement interne effectif souvent proche de celui de la pente du versant (Fabre *et al.*, 2000a). La cartographie de l'aléa « glissements de versants » du site de Verdun-sur-Ariège doit prendre en compte tous ces facteurs de prédisposition à l'instabilité propres au modèle : pente du versant, angle de frottement du matériau, lithologie et venues d'eau du

substratum. Des calculs de stabilité en 2D sur ces glissements actifs indiqueraient une rupture pour une hauteur d'eau supérieure à 70 % (soit 7 m sur 10 mètres) de la hauteur totale de la moraine (Fabre *et al.*, 2000a). Compte tenu de la nature granulaire sablo-graveleuse du matériau et du faible coefficient de perméabilité ( $0,3 \times 10^{-2}$  cm/s), d'autres facteurs participent à cette instabilité ; notamment les surpressions d'eau de la nappe de fracture du substratum.

4

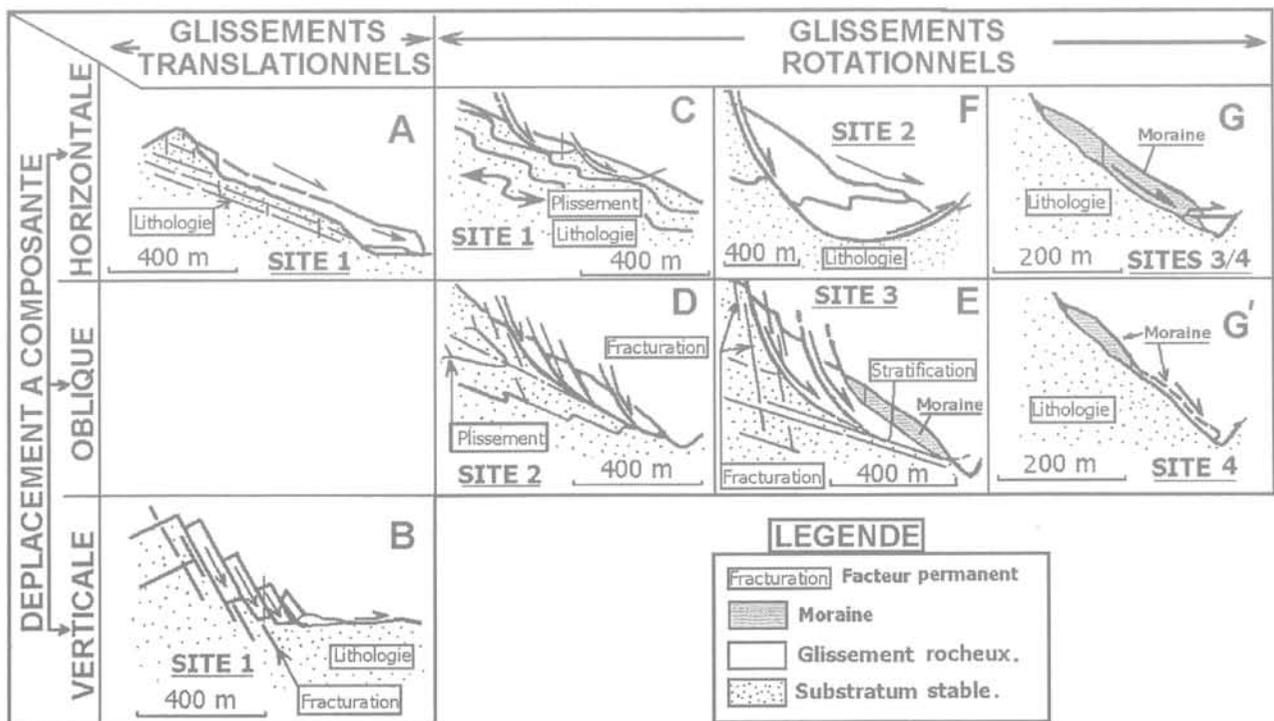
## Modèles géométriques et leur localisation : synthèse et discussion

L'analyse structurale des différents sites de glissements de terrain des Pyrénées occidentales et centrales permet de définir des modèles simples. Ces modèles prennent en compte les facteurs lithostructuraux de prédisposition aux glissements de versants. Ils sont présentés dans le tableau I. Toutefois, quelques modèles géométriques restent hypothétiques et discutables par manque de données en profondeur, sur la forme des surfaces de rupture. Il s'agit, dans le tableau I, des modèles géométriques du glissement complexe du Peilhou (site 3 ; Fig. 9) et du glissement dit profond du Layens (site 2 – modèle F et Fig. 5 – secteur C ; Fabre *et al.*, 2000b).

TABEAU I

Classification des glissements de terrain étudiés suivant les modèles géométriques définis de A à G, divisés en glissements translationnels ou glissements rotationnels à composante de déplacement essentiellement horizontale, verticale ou oblique. Les facteurs de prédisposition au glissement du substratum sont indiqués pour chacun des modèles géométriques : la lithologie, la fracturation, la stratification et le plissement.

Studied landslides classification following the geometric model A to G subdivided in translational and rotational landslides with essentially horizontal, vertical or oblique movement. The geological and mechanical factors initialising the movements of the bedrock are indicated from every models of geometry : the lithology, the fracturation, the stratification and the folding.



Les modèles géométriques (tableau I) indiquent que les *glissements translationnels* sont rares et ne se développent que dans les formations rocheuses où des discontinuités majeures, parallèles au versant, existent (joints stratigraphiques ou surfaces de chevauchement, fractures subverticales). C'est le cas au Pays basque (site 1) où les *glissements translationnels* sont soit à composante de déplacement proche de l'horizontale (tableau I : modèle A et Fig. 4), soit à composante subverticale (modèle B ; Fig. 3a). Pour ce dernier modèle, deux représentations en sont données, l'une au début du glissement (modèle B) et l'autre dans un état d'évolution actuel (Fig. 3a). Dans les deux cas ce sont des *glissements superficiels*, soit *translationnels véritables* (modèle A), soit *translationnels* (modèle B) dont l'évolution pourrait conduire à des *glissements rotationnels* (Fig. 3a). Les autres modèles géométriques représentent des *glissements rotationnels* dans le substratum rocheux ou dans la moraine. En milieu rocheux les glissements rotationnels sont soit *successifs* (tableau I : modèle C – site 1 et Fig. 3b), soit *emboîtés* (tableau I : modèle D – site 2 et Fig. 6), soit des *glissements rotationnels complexes emboîtés* (tableau I : modèle E – site 3 et Fig. 9). Seul un *glissement rocheux rotationnel* profond est envisagé (tableau I : modèle F ; Fabre *et al.*, 2000b). Dans la moraine ce sont essentiellement des *glissements rotationnels superficiels, dits simples ou rétrogrades successifs*, à large rayon de courbure, qui sont les plus fréquents (tableau I : modèle G – sites 3 et 4 et Fig. 10). En haute vallée d'Aspe (site 3), les glissements de terrain affectant la moraine présentent une surface de rupture incurvée, proche de l'interface moraine/substratum. Le même constat est fait à Verdun-sur-Ariège (site 4), avec toutefois une évolution en glissement-coulée (modèle G') liée à la différence de nature et de granulométrie des moraines (Lebourg, 2000).

Les exemples de glissements rocheux étudiés présentent des particularités lithostructurales variées. A

l'échelle d'une vallée et dans un contexte morphostructural donné, on peut cependant identifier les paramètres de prédisposition à l'instabilité et définir les modèles de glissement susceptibles de se réaliser. Il faut pour cela établir une carte structurale des zones à étudier.

Les glissements de terrains affectant la couverture morainique correspondent, pour la plupart, au modèle géométrique établi en Haute Vallée d'Aspe (modèle G). Le contexte morphologique associé à ces glissements est assez bien défini, celui hydrogéologique et hydrologique reste à analyser sur plusieurs décennies pour être bien déterminé. L'absence d'une instrumentation des sites toujours actifs ne permet pas de juger de leur mouvement lors des séismes des Pyrénées occidentales et centrales depuis une cinquantaine d'années.

## 5

## Conclusion

L'ensemble des modèles géométriques ainsi défini dans les Pyrénées occidentales et centrales n'est pas exhaustif et d'autres modèles géométriques, comme les chutes de blocs par exemple, peuvent également être reconnus dans ces deux régions. Les sites exposés ici sont révélateurs de l'importance de glissements de terrain dans des secteurs relativement restreints. Les instabilités analysées dans ce travail sont relatives à des formations géologiques particulières : il s'agit de roches meubles attribuées au milieu granulaire d'une part (les moraines) et de roches cohérentes d'autre part (grès, schistes et calcaires). Les comportements rhéologiques de ces formations étant très différents et les contextes structuraux très variables, il s'ensuit différents modèles géométriques. L'identification des facteurs de prédisposition, rendant ces modèles réalistes, constitue une première étape pour une cartographie de l'aléa « mouvements de terrain ».

- Antoine J.M. – « La catastrophe oubliée, les avatars de l'inondation, du risque et de l'aménagement dans la vallée de l'Ariège (Pyrénées françaises, fin du XVII<sup>e</sup>-XX<sup>e</sup> siècles) ». Thèse de doctorat en géographie, Université de Toulouse, 1992, 250 p.
- Antoine P. – « Les problèmes posés par l'instabilité des versants de grande ampleur. Aspects géologique ». *Bull. Int. Ass. Engineering Geology*, n° 45, 1992, p. 9-24.
- Antoine P., Giraud A. – « Aide à la reconnaissance des principaux types de mouvements de terrain connus dans les Alpes du Nord ». Commission des Communautés européennes, Programme EPOCH, Partie n° 3, vol. 2, 1993.
- Azimi C., Desvarreux P. – « Quelques aspects de la prévision des mouvements de terrain ». *Revue française de géotechnique*, n° 76, 1996, p. 63-71.
- Barnolas A., Chiron J.C., Guérangé B. – *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées : introduction. Géophysique. Cycle hercynien*. Orléans et Madrid, Ed. BRGM, ITGE, 1, 1996, p. 225-360.
- Castérat M. – Carte géologique de la France au 1/80 000, feuille Mauléon, n° 239. 2<sup>e</sup> édition, Orléans, BRGM, 1969.
- Choukroune P. – « Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale ». *Mém. Soc. Géol. France*, IV, 127, 1994, p. 1-116.
- Clément B., Fabre R., Denis A., Riss J. – « Reconnaissance des glissements de terrain dans les massifs basques (Pyrénées-Atlantiques) et les conséquences de leur réactivation : l'exemple du glissement de Saint-Jean-Pied-de-Port ». *Résumé et Poster, 16<sup>e</sup> RST d'Orléans*, 1996, p. 177.
- Colas G., Pilot G. – « Description et classification des glissements de terrains ». *Bull. Liaison Lab. Ponts et Chaussées*, n° spécial, 1976, p. 21-30.
- Dikau R., Brunsten D., Schrott L., Ibsen M.L. – *Landslide recognition : identification, movement and courses*. Report n° 1, European Commission Environment Program, John Wiley and Sons, 1996, 247 p.
- Durville J.L. – « Mécanisme et modèles de comportement des grands mouvements ». *Bull. Int. Ass. Engineering Geology*, n° 45, 1992, p. 25-42.
- Durville J.L., Seve G. – *Stabilité des pentes, glissement en terrain meuble*. Techniques de l'Ingénieur, C 1, 1996, p. 1-17.
- Fabre R., Denis J., Riss J., Clément B. – « Analyse structurale de la couverture triasique sur les versants des montagnes du Jarra et de l'Arradoy en Pays basque (Pyrénées-Atlantiques) : cartographie géologique et typologie des glissements de terrain ». *CRAcSci*, Paris, série IIa, t. 324, 1996, p. 461-468.
- Fabre R., Lebourg Th., Clément B. – « Les dépôts morainiques holocènes dans la "zone axiale" pyrénéenne : Approche déterministe de leur instabilité à Verdun-sur-Ariège (Pyrénées centrales, France) ». *Bull. Eng. Geol. Env.*, vol. 58, 2000 (a), p. 133-143.
- Fabre R., Desreumaux, Ch., Lebourg Th. – « Les glissements rocheux du versant sud du Layens (vallée d'Aspe ; Pyrénées occidentales) ». Séance spécialisée, *Bull. Soc. Géol. France*, 171, (4), 2000 (b), p. 407-418.
- Flageollet J.C. – *Les mouvements de terrain et leur prévention*. Paris, Masson, 1989, 250 p.
- Lebourg Th., Fabre R. – « Glacial tills instability on mountains sides, influence of the geomorphological inheritance and the heterogeneity for forecasting the behaviour of slopes movements ». *Intern. Symp. on Landslides, Cardiff*, In *Landslides in research, Theory and practice*, E. Bromhead ed., London, Thomas Telford, N. Dixon & M.L. Ibsen, vol. 2, 2000, p. 887-893.
- Lebourg Th. – *Analyse géologique et mécanique de glissements de terrain dans des moraines des Pyrénées centrales et occidentales (France)*. Thèse de l'Université Bordeaux I, 2000, 363 p.
- Lebourg Th., Frappa M. – « Mesures géophysiques pour l'analyse des glissements de terrain ». Numéro spécial de la *Revue française de géotechnique*, n° 95/96, 2001, p. 33-39.
- Leone F. – *Concept de vulnérabilité appliquée à l'évaluation des risques générés par les phénomènes de mouvements de terrain*. Documents du BRGM, 1996, p. 32-42.
- Malatrait A.M. – *Mouvements gravitaires dans le territoire couvert par la feuille Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie) au 1/50000*. Orléans, BRGM, 1975, 218 p.
- Millies-Lacroix A. – « Classification des talus et des versants instables. Risques géologiques, mouvements de terrain ». *Bull. Liaison Lab. Ponts et Chaussées*, 1981, p. 55-62.
- Mougin J.P. – *Les mouvements de terrain. Recherches sur les apports mutuels des études géologique et mécanique à l'estimation de la stabilité des pentes*. Université de Grenoble, 1973, 292 p.
- Sassa K. – « The geotechnical classification of landslides ». *Proc. 4th Int. Conf. Field Workshop on Landslides*, Tokyo, 1, 1985, p. 31-40.
- Sitter K. – *Geological map of central Pyrenees*. Published by Geological Institut, Leiden University, sheet 3, 1968.
- Terzaghi K. – *Mechanism of landslides. Application of geology to engineering practice*. Geol. Soc. of America, New York, Berley, 1950, p. 83-123.
- Trévisan L. – « Tavole orientale par l'identificazione dei tipi di frane ». *Guida alla classificazione delle frane* (A. Dezio), 1971, p. 24-30.
- Varnes D.J. – « Slope movement types and processes ». *Landslides : Analysis and control*, Transportation Res. Board Sp. Report, 176, Nat. Acad. Sci. Washington DC, 1978, p. 11-33.

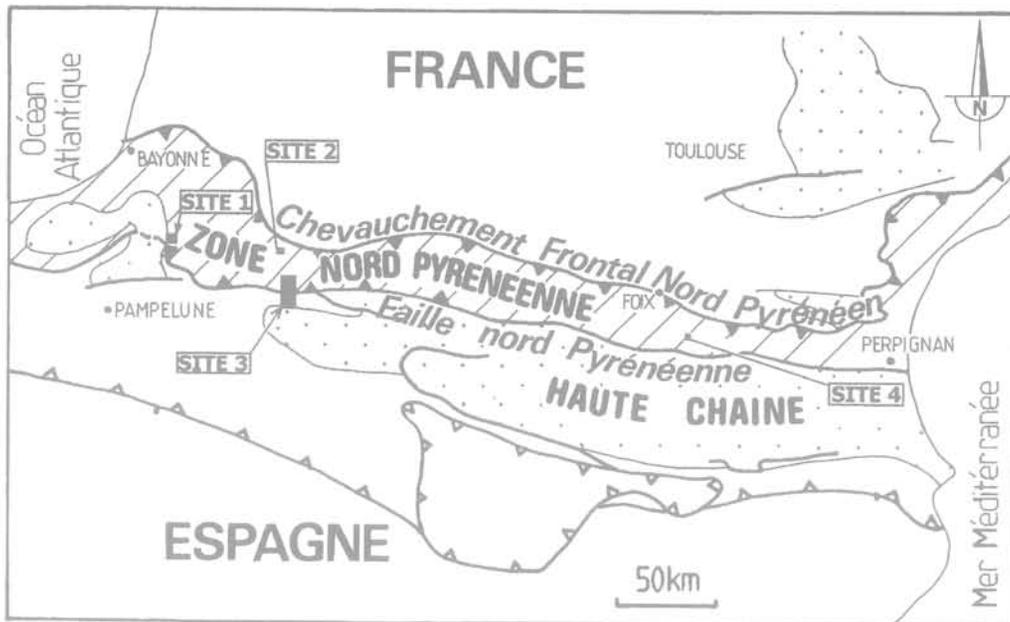


FIG. 1 Localisation des quatre secteurs d'étude sur la carte structurale des Pyrénées (sites 1, 2, 3 et 4).  
Location of the four study areas on the Pyrenees structural map (area 1, 2, 3 and 4).

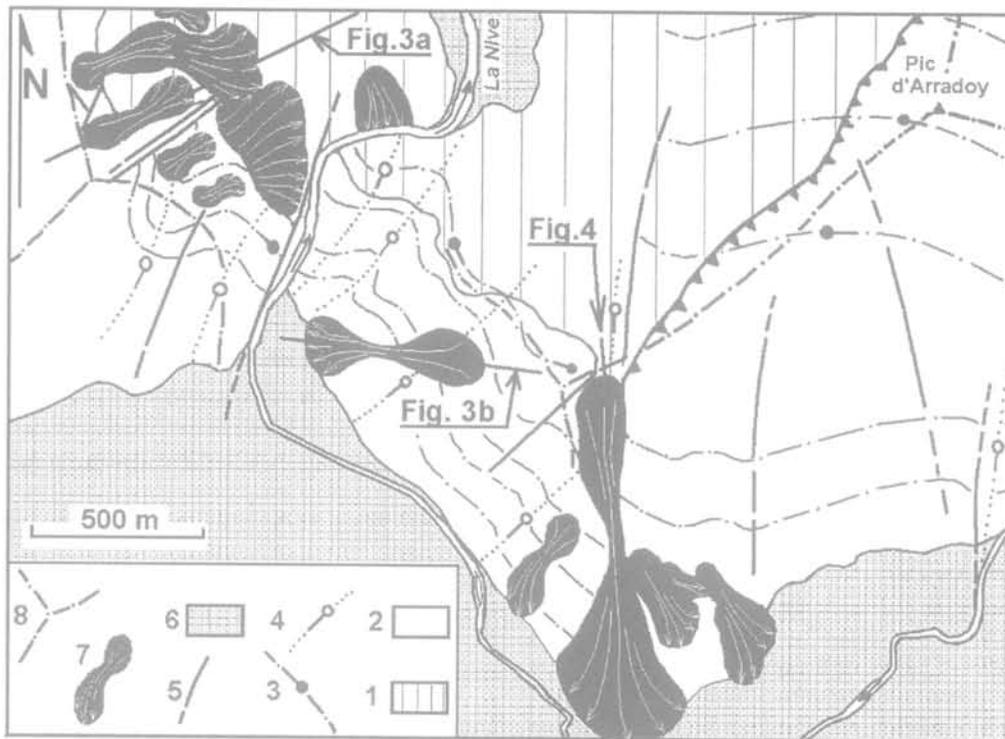


FIG. 2 Carte géologique simplifiée du secteur d'étude au Pays basque (site 1) avec la localisation des coupes des figures 3a, 3b et 4.

Légende : 1) Schistes du Dévonien ; 2) Grès massifs et argilites du Trias ; 3) Trace des plans axiaux des plis principaux et leurs axes orientés N 110° à N 145° ; 4) Trace des plans axiaux des plis liés aux failles tardives N 20° à N 50° ; 5) Failles majeures et plan de chevauchement du pic d'Arradoy ; 6) Terrasses alluviales indifférenciées ; 7) Glissements de terrain du Trias sur le Dévonien ; 8) Lignes de crête.

Simplified geological map of studied area, Basque Country (area 1) with location from geological cross-sections figures 3a, 3b and 4.

Legend: 1) Devonian slates; 2) Trias massive sandstones and clayey; 3) Line of the major axial fold planes and the axis oriented N 110° to N 145° direction; 4) Line of the axial fold planes related to late faults oriented N 20° to N 50°; 5) Major faults and thrust plane of Arradoy Peak; 6) Undifferentiated alluvial deposits; 7) Landslides of Triassic terranes over the Devonian; 8) Crest lines.

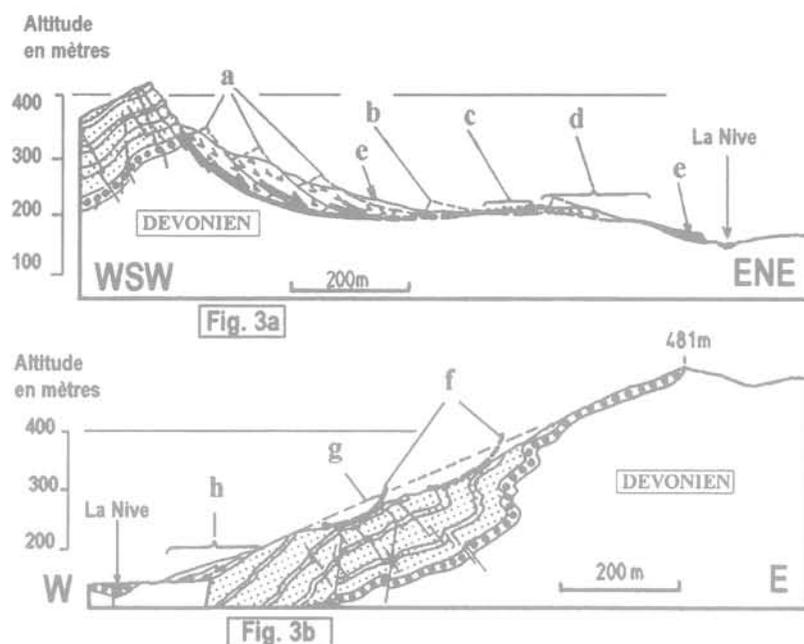


FIG. 3 Coupes géologiques et géomorphologiques des glissements de terrain rocheux rotationnels à translationnels. Voir localisation figure 2.

Légende 3a : a) Glissements rotationnels emboîtés ; b) Paquets érodés et démantelés ; c) Éboulis de blocs ; d) Cône alluvial ennoyant un paquet érodé ; e) Topographie actuelle ; 3b : f) Glissements de terrain rotationnels à translationnels bancs sur bancs ; h) Zone d'accumulation du glissement ; g) Ancienne topographie.

Geomorphological and geological cross-sections of rotational and translational rockslides located figure 2.

Legend 3a : a) Multiple rotational slides ; b) Eroded and dismantled gravitational creep features ; c) Gravity accumulation ; d) Colluvial fan covering a gravitational creep ; e) Present erosion level ; 3b : a) Translational slide ; b) Accumulation zone of rockslides ; c) Past topography.

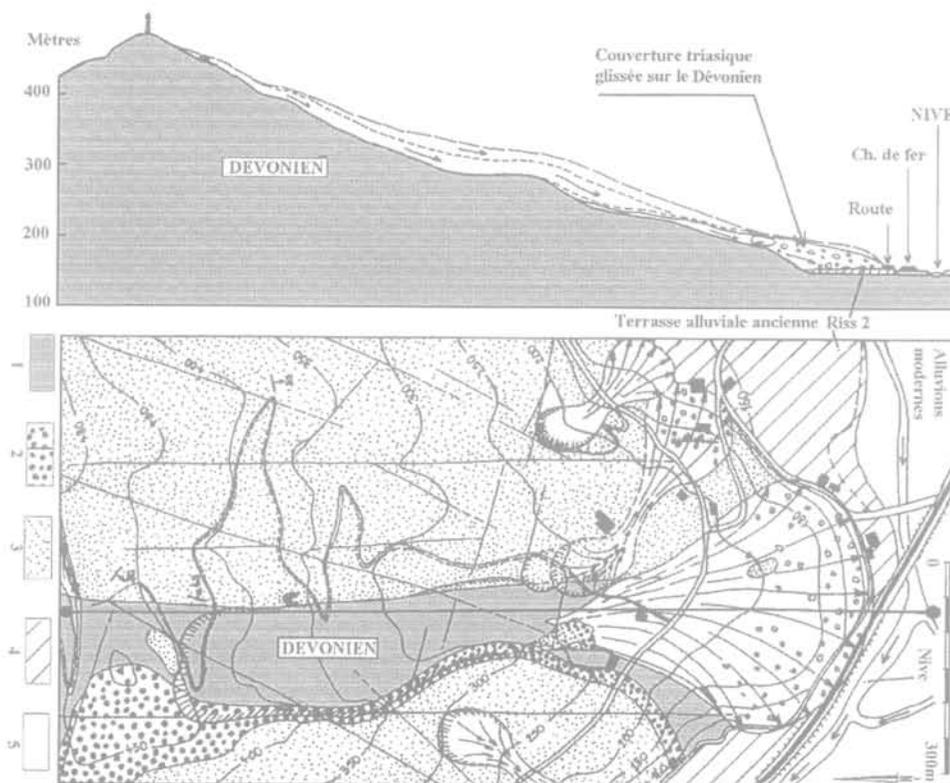


FIG. 4 Carte et coupe géologiques détaillées du glissement translationnel de la couverture triasique (en pointillés) sur le Dévonien (sombre). Carte localisée sur la figure 2.

1) Dévonien ; 2) trias inférieur ; 3) trias moyen et supérieur ; 4) alluvions anciennes ; 5) alluvions modernes. Detailed geological map and cross-section showing the translational rockslide of Triassic terranes (stipple drawing) on the Devonian (dark colour). See caption and location figure 2.

1) Devonian ; 2) Lower Triassic terranes ; 3) Middle and Upper Triassic terranes ; 4) Old alluviums ; 5) Holocene alluviums.

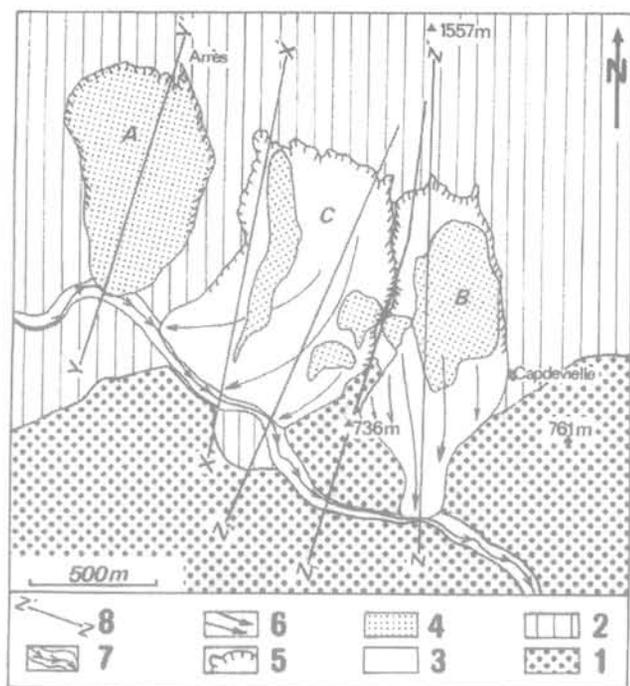


FIG. 5 Carte géologique simplifiée des glissements rocheux du versant sud du Layens suivant trois secteurs : A, B, C.

Légende : 1) Ophite ; 2) Couverte mésozoïque indifférenciée ; 3) Glissements profonds ; 4) Glissements superficiels (secteurs A et B) ; 5) Escarpements principaux ; 6) Direction des glissements profonds probables (Fabre *et al.*, 2000b) ; 7) Ruisseau d'Arricq avec ses alluvions récentes ; 8) Localisation de la coupe YY' (Fig. 6) et des coupes des glissements profonds décrits par Fabre *et al.* (2000b).

Simplified geological map of rockslides of the south slope of the Layens following three slipping zones: A, B, C.

Legend: 1. Ophite ; 2) Undifferentiated Mesozoic series ; 3) Deep rockslides ; 4) Superficial rockslides (zones A and B) ; 5) Major rockslide scars ; 6) Movement of probably deep rockslides (in Fabre *et al.*, 2000b) ; 7) Arricq stream with recent alluvial deposits ; 8) Location of YY' cross-section (Fig. 6) and others cross-sections of deep rockslides described in Fabre *et al.* (2000b).

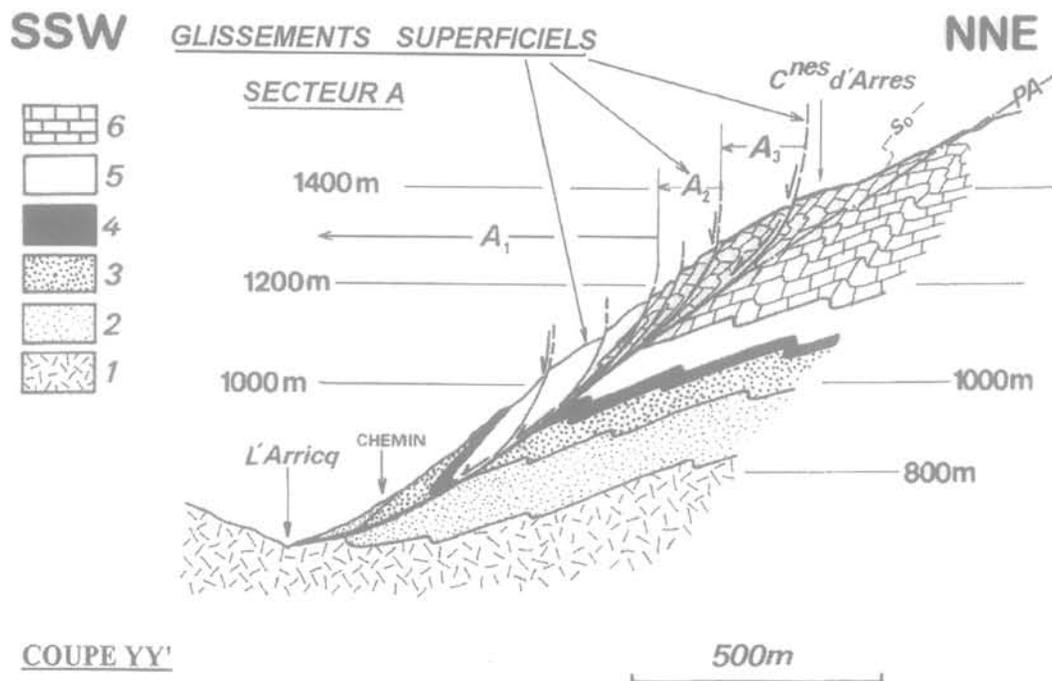


FIG. 6 Coupes géologiques du secteur A des glissements rocheux du Layens montrant les glissements superficiels emboîtés (Fig. 5 ; coupe YY' ; Fabre *et al.*, 2000b).

Légende : 1) Trias indifférencié à argiles bariolées ; 2) Hettangien-Sinemurien : calcaires et dolomies ; 3) Pliensbachien-Toarcien : calcaires micritiques ; 4) Aalénien-Bajocien-Bathonien : calcaires noirs massifs ; 5) Callovien-Oxfordien : dolomies noires ; 6) Aptien supérieur : calcaires massifs.

Geological cross-section of the A area of Layens rockslides showing the multiple superficial rockslides (Fig. 5; YY' cross-section; Fabre *et al.*, 2000b).

Legend: 1) Undifferentiated Triassic formations with rock clays ; 2) Hettangian-Sinemurian: calcareous rocks and dolomites ; 3) Pliensbachian-Toarcian: micritic calcareous rocks ; 4) Aalenian-Bajocian-Bathonian: black calcareous rocks ; 5) Callovian-Oxfordian: black dolomites ; 6) Upper Aptian: calcareous rocks.

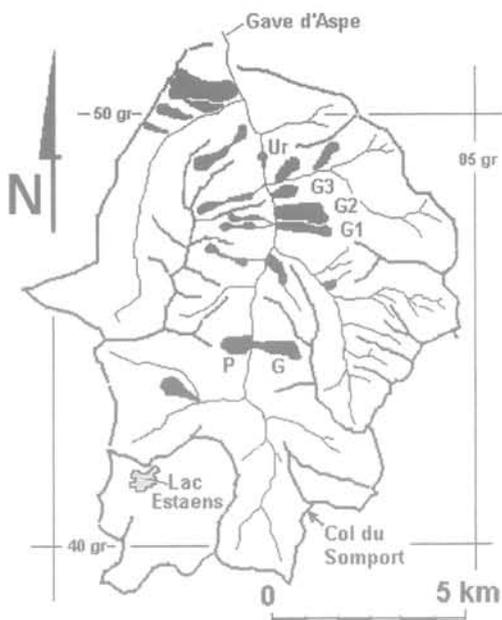


FIG. 7

Carte de localisation des principaux glissements de terrain (en noir) en haute vallée d'Aspe. Tous les glissements de terrain sont dans la moraine, sauf les glissements rocheux de la Gentiane (G) et celui du Peilhau (P).

Légende : Glissements de Gouetsoule : G1, G2, G3 ; trait gras : lignes de crête ; trait fin : principaux torrents du gave d'Aspe.

Location map of the main landslides (black colour) of the High Aspe valley. All landslides are in the till, excepted the Gentiane (G) and Peilhau (P) rockslides.

Legend : Gouetsoule landslides : G1, G2, G3 ; dark line : crests lines ; thin line : main streams of Aspe river.

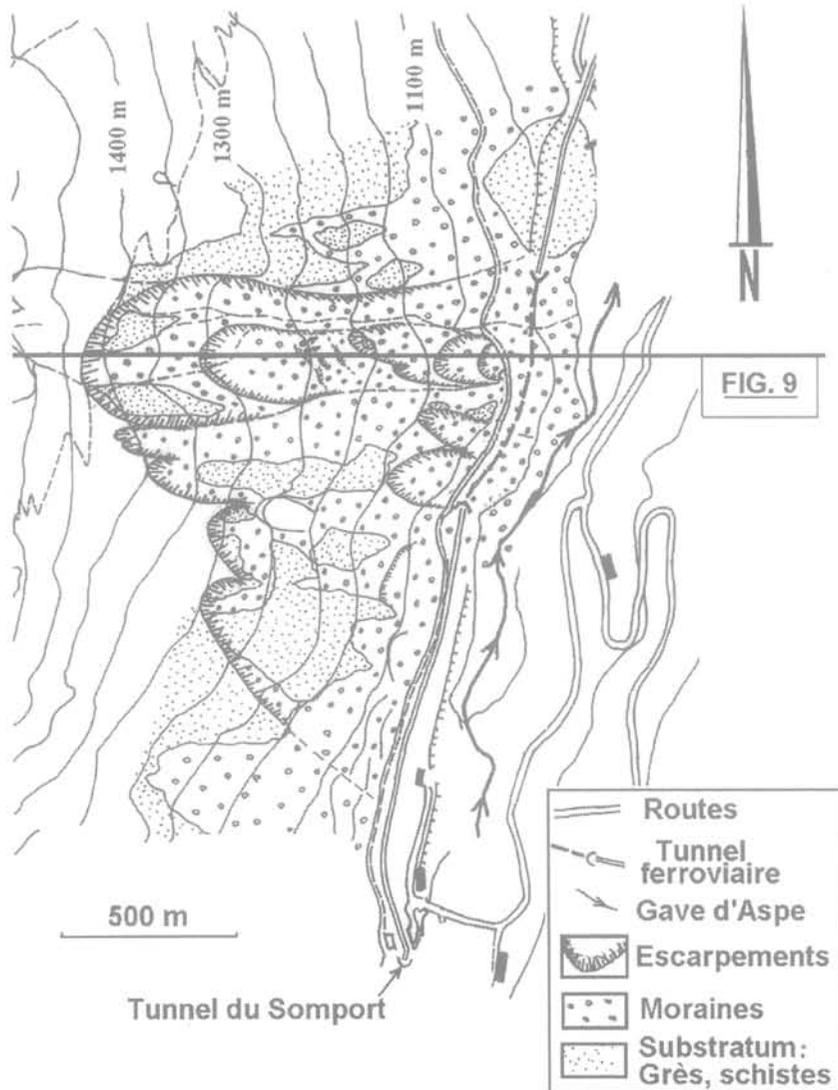


FIG. 9

FIG. 8

Cartographie géologique détaillée autour des glissements de terrain du Peilhau (localisation Fig. 7). Les escarpements principaux et secondaires des glissements du Peilhau y sont notés.

Detailed geological map around the Peilhau rockslides (location Fig. 7). Main and secondary scars of the Peilhau landslides are noted.

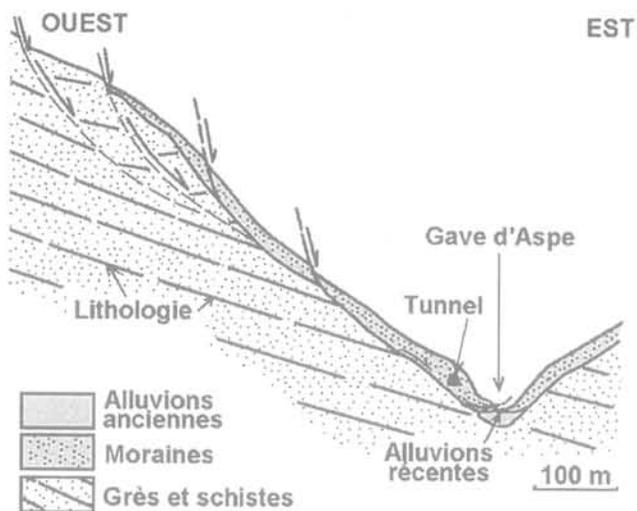


FIG. 9 Coupe interprétative des glissements rocheux complexes du Peilhou localisée sur la figure 8. Les surfaces de rupture profondes sont envisagées dans le substratum et vérifiées dans la moraine. Cross-sections of the Peilhou complex rockslides (location Fig. 8). The mechanical rupture planes of deep rockslides are probably and confirmed in the tills.

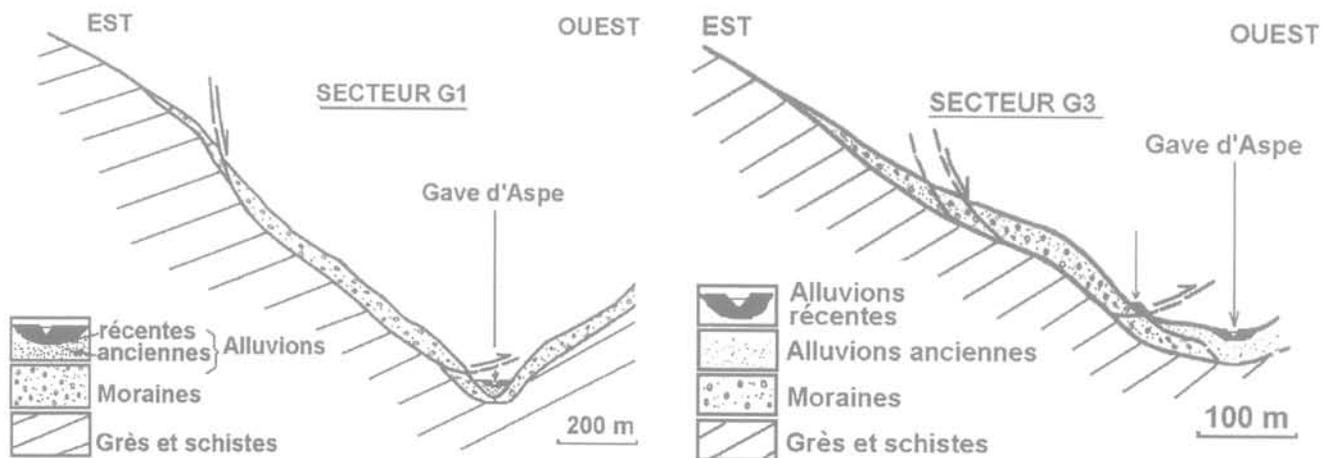


FIG. 10 Coupes des glissements de terrain rotationnels de Gouetsoule, notées G1 (10a) et G3 (10b). Cross-sections of the Gouetsoule rotational landslides, denoted G1 (10a) and G3 (10b).

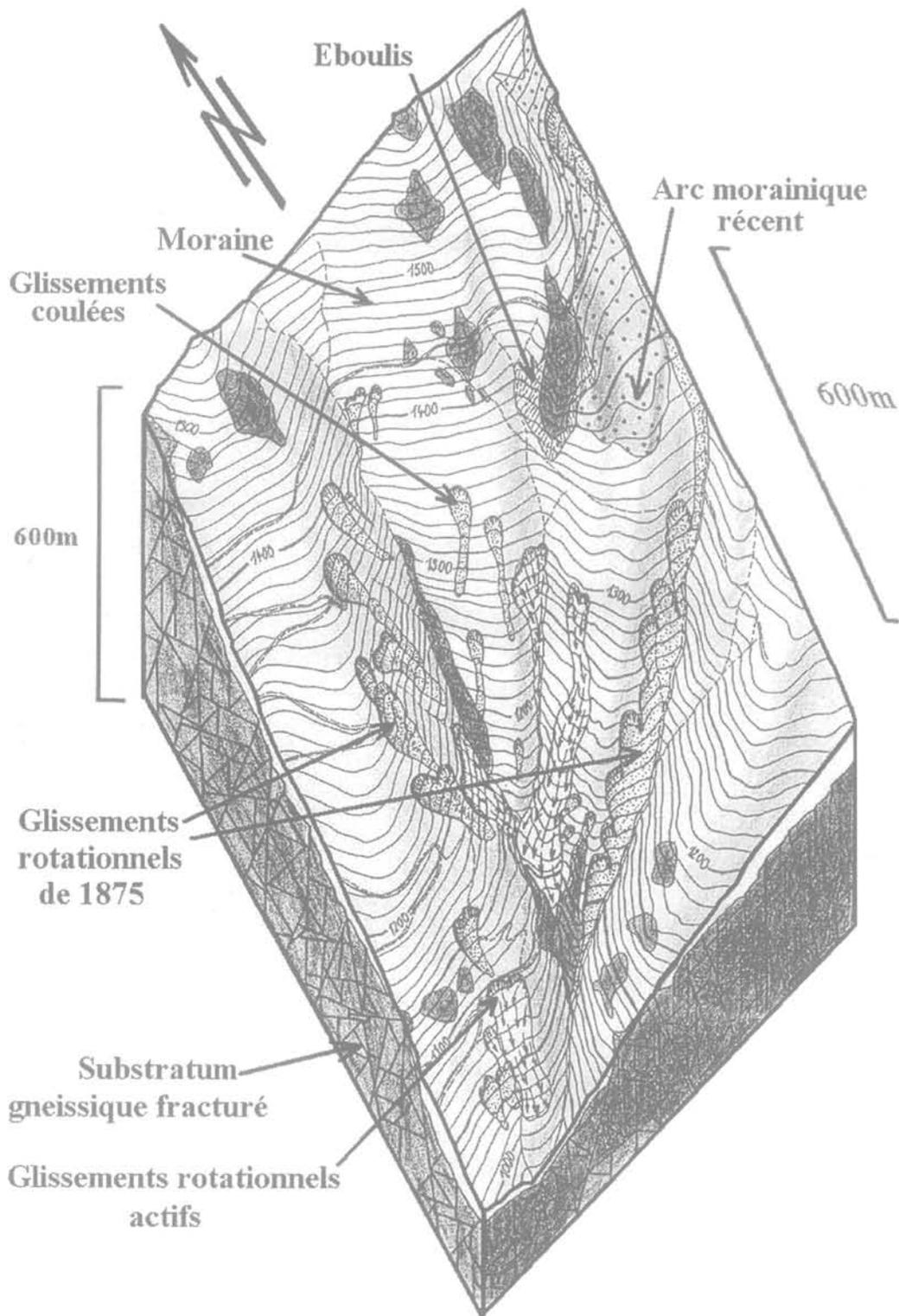


FIG. 11 Block diagramme des glissements de terrain rotationnels et des glissements coulées du site de Verdun-sur-Ariège.  
 Block diagram of rotational landslides and flow-slides of Verdun-sur-Ariège.

# Altération du minerai de fer dans les mines abandonnées de Lorraine

**D. GRGIC**  
**F. HOMAND**

Laboratoire Environnement,  
Géomécanique et Ouvrages  
École nationale supérieure  
de géologie de Nancy  
rue,  
du Doyen-Marcel-Roubault  
BP 40  
54501 Vandœuvre-lès-  
Nancy  
Dragan.Grgic@ensg.inpl-  
nancy.fr  
Françoise.Homand@ensg.in-  
pl-nancy.fr

**G. DAGALLIER**

UMR 7566  
Géologie et Gestion  
des Ressources minérales  
et énergétiques  
CREGU, Nancy  
Guy.Dagallier@ensg.inpl-  
nancy.fr

## Résumé

Une étude de l'évolution minéralogique du minerai de fer de Lorraine formant les piliers abandonnés des anciens travaux a été réalisée pour mieux comprendre le mécanisme des effondrements miniers. Des échantillons ont été prélevés dans une zone sans travaux miniers, au cœur de certains piliers et au bord de piliers dont la date d'exposition à l'atmosphère minière est connue. Les échantillons ont été analysés au MEB, à la microsonde et au diffractomètre à rayons X. Il en résulte que la minéralogie et la microstructure du minerai de fer exploité évoluent avec le temps. Cette évolution, d'origine anthropique, diffère de l'évolution diagénétique. Elle correspond à une première phase d'altération du ciment inter-oolitique (carbonates de fer et phyllosilicates ferrifères) suivie par une seconde phase de néoformation de phyllosilicates ferrifères puis d'un dépôt d'oxydes de fer. Une étude de microbiologie a montré l'influence des bactéries sur ces phénomènes. L'influence des conditions physico-chimiques environnantes a également été discutée. Ces modifications microscopiques se traduisent à l'échelle macroscopique par une diminution de la cohésion et donc de la résistance de la roche, et influent donc sur la stabilité à long terme des piliers abandonnés.

**Mots-clés :** mines de fer, effondrements, minéralogie, altération, oxydation, vieillissement, bactéries.

## Weathering of iron ore in Lorraine abandoned mines

## Abstract

In order to explain mining collapses, which currently occur in Lorraine, a study on iron ore ageing constituting abandoned pillars of old workings has been performed. Samples have been taken in an area without mining workings, in the centre of some pillars and at the edge of some pillars whose date of exposition to the mining atmosphere is known for each one. Samples have been analysed with Scanning Electron Microscope, electronic microprobe and X-ray diffractometer. It results that iron ore mineralogy and micro-structure evolve with time in working zones. This evolution, of anthropogenic origin, differs from diagenetic evolution. It corresponds to a first stage of inter-oolitic cement (iron carbonates and iron phyllosilicates) weathering followed by a second stage of iron phyllosilicates and iron oxides crust neoformation. Microbiological analysis have shown the influence of bacteria on these phenomena. The influence of surrounding physicochemical conditions has also been discussed. These microscopic modifications appear on a macroscopic scale as a decrease of iron ore cohesion and maximal strength, and affect on the long-term behaviour of abandoned pillars.

**Key words :** iron mines, collapses, mineralogy, weathering, oxidation, ageing, bacteria.

NDLE : Les discussions sur cet article sont acceptées jusqu'au 31 décembre 2002.

## Introduction

Pendant près d'un siècle, jusqu'en 1980, l'exploitation du minerai de fer en Lorraine a généralement été conduite selon la méthode des chambres et piliers. La majorité des piliers résiduels a été foudroyée sous les zones non habitées, mais il subsiste des piliers sous certaines localités, constituant ainsi des stots de protection. Ces stots sont abandonnés depuis près de 100 ans pour certains. Des effondrements se sont produits dans ces zones habitées (Grgic, 2001) en phase d'exploitation. Puis, la fermeture des exploitations a entraîné l'arrêt récent des pompages d'exhaure et donc la remontée de la nappe aquifère. Quelques effondrements se sont produits au cours de cette phase.

Aussi, un important programme de recherche a-t-il été mis en place pour tenter de résoudre les problèmes qui se posent en ce qui concerne la sécurité en surface et donc l'aménagement du territoire. Ce programme, conçu par le GISOS (Groupement de recherche sur l'Impact et la Sécurité des Ouvrages Souterrains), comprend des études sur le vieillissement des roches, le comportement différé, la surveillance par capteurs acoustiques, la géochimie des eaux, l'estimation et la hiérarchisation des risques. Les recherches menées dans le cadre du GISOS ont pour but de répondre aux interrogations suivantes : faut-il continuer à envoyer les galeries ? Peut-on encore construire au-dessus d'anciennes exploitations, comment surveiller et quels sont les critères d'alerte ? Cet article porte sur l'un des points permettant d'éclairer le problème : le vieillissement du minerai de fer constituant les piliers abandonnés et exposés à l'atmosphère minière depuis le début des exploitations.

La formation ferrifère lorraine peut atteindre une puissance de 60 mètres et les mines les plus profondes sont à 250 mètres sous la surface. Cette formation com-

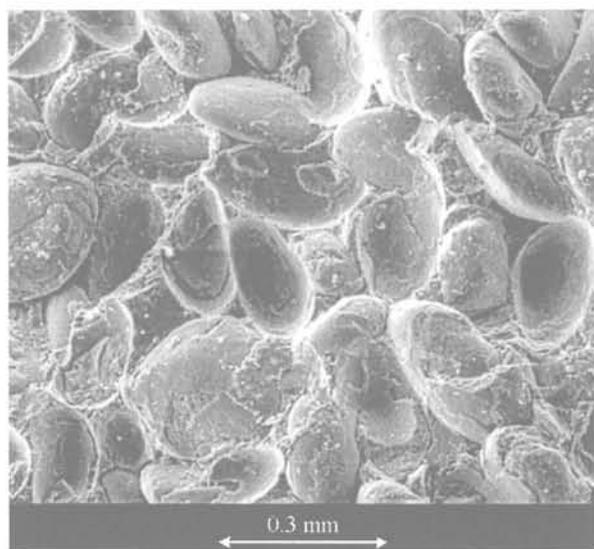
porte une succession de couches ferrifères, le minerai exploité, et de couches moins riches en fer, les « marnes intercalaires », constituées d'une alternance d'argilites, de siltites et de carbonates. La faible teneur en fer du faciès minéralisé (30 à 35 %) a valu au minerai de fer lorrain le qualificatif de « minette ».

Les différentes couches de minerai sont désignées par une couleur (successivement du sommet à la base du gisement : rouge, jaune sauvage, jaune principale, grise, brune, noire et verte), termes de mineurs, et chaque couche a des épaisseurs et des teneurs en fer variées. Le minerai de fer est donc très hétérogène et, comme l'a déjà noté J.-L. Pineau (1978), cette hétérogénéité est de dimension variable dans l'espace. Ce caractère est très important car l'hétérogénéité va se traduire par des variations du comportement mécanique et par une réactivité différente aux conditions physico-chimiques environnantes, conduisant au vieillissement.

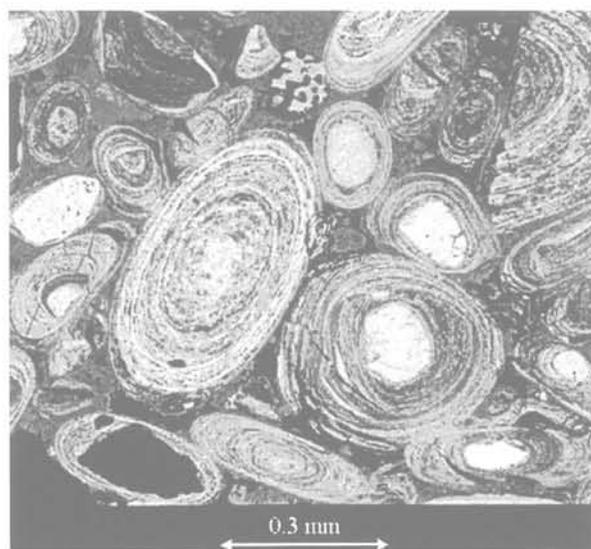
Chaque couche de minerai s'inscrit dans une séquence de trois termes lithologiques élaborée en milieu littoral (Bubenicek, 1961, Teyssen, 1989) comportant de haut en bas : un niveau calcaire coquillier grossier (biocalcirudite) formant le crassin, le minerai constitué principalement d'une ferri-arénite, un intercalaire de siltite argileuse et carbonatée.

Habituellement la ferri-arénite d'un minerai sain comporte une fraction clastique riche en oolites jointives faites d'un oxy-hydroxyde de fer, la goethite. Cet ensemble à grains ovoïdes ou sphériques (Fig. 1) est cimenté par un mélange de calcite, de sidérite et de phyllosilicates en proportions variées. Les spectres d'analyse réalisés en parallèle avec l'observation au microscope électronique à balayage montrent que les oolites de goethite comportent en moyenne environ 11 % d' $Al_2O_3$ , 9 % de  $SiO_2$  ainsi que 3 à 7 % de  $P_2O_5$  (Grgic, 2001).

Les cortex oolitiques montrent des couches concentriques (Fig. 2) dont la formation serait liée à des processus biochimiques (Burkhalter, 1995 ; Konhauser,



**FIG. 1** Surface de cassure typique du minerai de fer oolitique (observation au MEB).  
Typical crack surface of oolitic iron ore (MEB observation).



**FIG. 2** Organisation texturale typique du minerai de fer oolitique. Les cortex sont formés de couches concentriques de goethite (observation MEB sur section polie).  
Example of iron ore textural organisation. Cortex are made by concentric layers of goethite (MEB observation on polished section).

1998) ; ils renferment parfois quelques phyllites argileuses. D'autres éléments détritiques, fragments carbonatés de coquilles, quartz, débris phosphatés d'os, s'y associent (Bubenicek, 1961). Le ciment de sidérite renferme souvent du calcium et du magnésium en remplacements isomorphiques du fer (sidérite ankéritique). Un phyllosilicate diagénétique, de teinte verte, y est généralement associé ; il s'agit d'une espèce très ferrifère, considérée depuis toujours comme étant de la chamosite (Bubenicek, 1970). Celle-ci forme souvent un liséré autour des fragments détritiques ou remplit, avec ou sans sidérite associée, la totalité de l'espace inter-oolitique (Dagallier, 1997). Elle comporte en général une proportion de  $\text{SiO}_2$  (près de 30 %) 1,5 à 2 fois plus élevée que celle d' $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Le faciès le plus commun des couches minéralisées est la ferri-arénite, riche en fer et en oolites. Le minerai ferri-arénite renferme souvent des passés de bio-calcarénite. Le minerai de fer se présente donc sous la forme d'une superposition de faisceaux de ces deux termes ferrugineux et carbonaté, intimement associés et à litage oblique.

2

## Procédure expérimentale

La plupart des études sur le vieillissement ont été réalisées sur des matériaux de construction, tels le béton, et le vieillissement est en général défini comme une modification des caractéristiques mécaniques. Dans le cadre des mines de fer abandonnées de Lorraine, l'étude sur le vieillissement du minerai de fer prend en compte l'évolution des caractéristiques physiques et minéralogiques induites par son exploitation. L'altération se produit, en effet, parce que les minéraux constitutifs de la roche ne sont plus en équilibre thermodynamique avec les conditions environnantes. On s'intéresse donc au processus d'altération chimique. L'altération chimique transforme la composition initiale de la roche par mise en solution ou par précipitation d'éléments. Le vecteur dominant de l'altération chimique est donc bien évidemment l'eau.

La comparaison des analyses (MEB, microsonde, diffraction X, dosage des carbonates par analyse chimique, analyses bactériologiques) réalisées sur du minerai de fer vieilli par rapport à celles réalisées sur

du minerai de fer sain, prélevé dans une zone non exploitée, a pour but de caractériser l'évolution anthropique de la roche. Afin de déterminer la nature de l'évolution du minerai de fer, l'étude doit donc mettre en évidence :

- l'état actuel de l'évolution diagénétique du minerai de fer « sain » ;
- les caractéristiques physico-chimiques et minéralogiques du vieillissement anthropique.

En d'autres termes, il s'agit de déterminer :

- la nature des équilibres minéraux actuels et passés ;
- la nature des transformations minéralogiques et microstructurales ainsi que celle des néoformations ;
- l'influence de l'exploitation minière sur tous ces phénomènes.

Nous avons caractérisé les deux faciès (ferri-arénite et bio-calcarénite) du minerai de fer de la couche grise, la plus exploitée du gisement ferrifère lorrain. Les échantillons analysés ont été prélevés dans différents types de sondages carottés. Des sondages verticaux (Fig. 3) ont été réalisés, d'une part, depuis la surface dans une zone éloignée de toute exploitation (Malavillers) et, d'autre part, dans une zone exploitée où ils traversent le cœur des piliers sur toute leur hauteur (Jœuf).

Les échantillons provenant de la zone vierge doivent permettre de caractériser l'état minéralogique actuel du minerai de fer, considéré comme sain, et d'en différencier l'évolution anthropique que l'on va désigner par le terme de vieillissement. Pour étudier le vieillissement, des sondages horizontaux ont été réalisés dans plusieurs piliers (jusqu'à 80 cm de profondeur) dont la date d'exposition à l'atmosphère minière est connue. Ces échantillons ont été prélevés dans le stot de Tressange aux dates d'exploitations suivantes : 1990, 1970, vers 1930, et entre 1900 et 1910.

Afin de qualifier et d'expliquer les évolutions minéralogiques du minerai de fer dans le contexte des mines de fer abandonnées, les techniques d'analyse suivantes ont été utilisées :

- observations au microscope électronique à balayage (MEB) sur fragments bruts, couplées à des analyses par spectrométrie par dispersion d'énergie (EDS) permettant d'obtenir la composition chimique semi-quantitative des minéraux ;

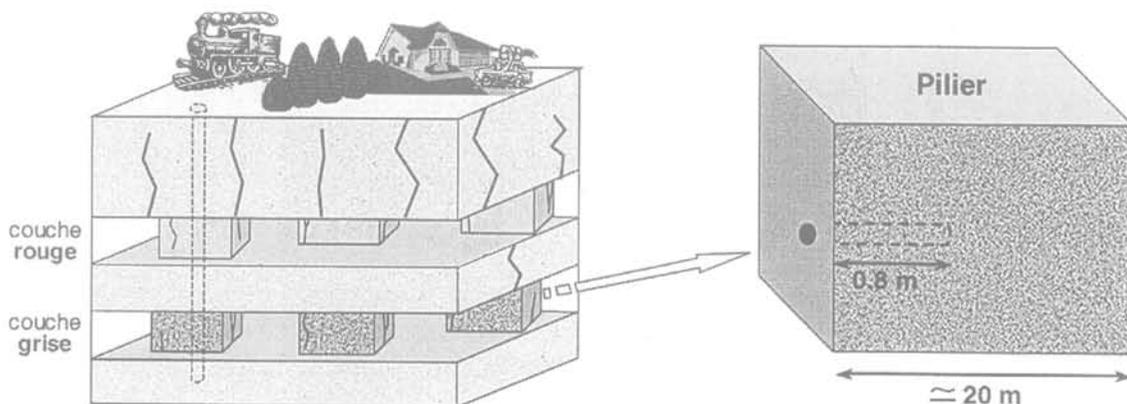


FIG. 3 Sondages verticaux et horizontaux réalisés dans la formation ferrifère. Vertical and horizontal core drillings performed in iron formation.

– analyses à la microsonde électronique sur lames minces et sections polies. Cette technique est utilisée en complément du MEB et de l'EDS pour déterminer la composition chimique précise des minéraux observés à partir de spectres d'analyse quantitatifs ;

– analyses par diffractométrie X. Ces analyses permettent d'identifier de manière précise toutes les phases minérales cristallisées présentes dans un échantillon ;

– analyses microbiologiques. Ces analyses, qui sont encore en cours, sont réalisées afin d'étudier l'influence des bactéries sur les phénomènes de vieillissement.

3

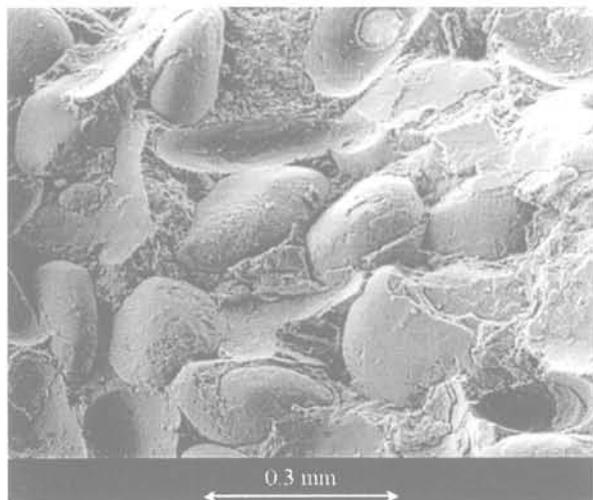
## Résultats des analyses minéralogiques

3.1

### Observations et analyses au MEB

Un échantillon de minerai de fer sain de la couche grise a été prélevé dans une zone vierge de toute exploitation (Malavillers). Les observations au MEB montrent que le minerai de fer, dont une vue d'ensemble est donnée sur la figure 4, n'est pas altéré ; les oolites sont saines, il n'y a pas de microfissures et le ciment, riche en phyllosilicates ferrifères et en carbonates, est abondant et bien cristallisé. Ces observations concernent donc l'état actuel du minerai de fer, état qui prend en compte l'évolution diagénétique.

On observe dans les vides du ciment inter-oolitique (Fig. 5) des cristaux de phyllosilicates ferrifères dont une vue détaillée (Fig. 6) montre une forme de cristallisation géodique caractéristique, dite crêtée ou en rosette. Ces phyllosilicates semblent très « frais » ou, du moins, plus frais que les phyllosilicates diagénétiques



**FIG. 4** Minerai de fer sain prélevé dans une zone non exploitée (Malavillers). Les oolites d'oxyde sont bien cimentées par un assemblage de sidérite et de phyllosilicates ferrifères.

Healthy iron ore taken in an area without mining workings. Oxide oolites are well-cemented by an assembly of siderite and iron phyllosilicates.

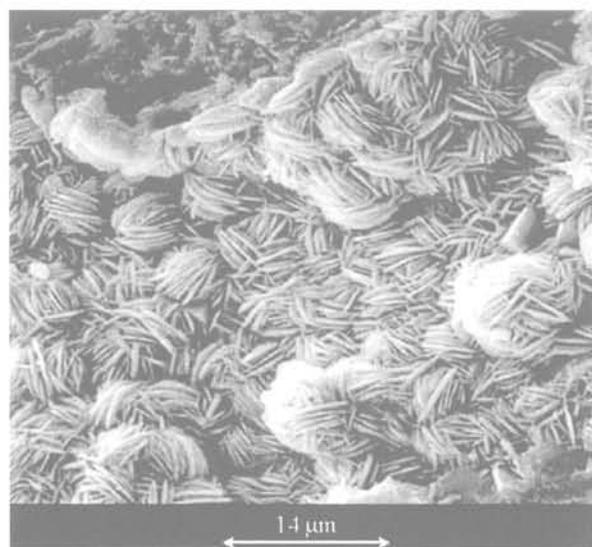


**FIG. 5** Phyllosilicates ferrifères cristallisés sur les parois d'un vide ouvert dans les phyllosilicates diagénétiques. Minerai de fer sain.

Iron phyllosilicates crystallized on vacuum walls opened in diagenetic phyllosilicates. Healthy iron ore.

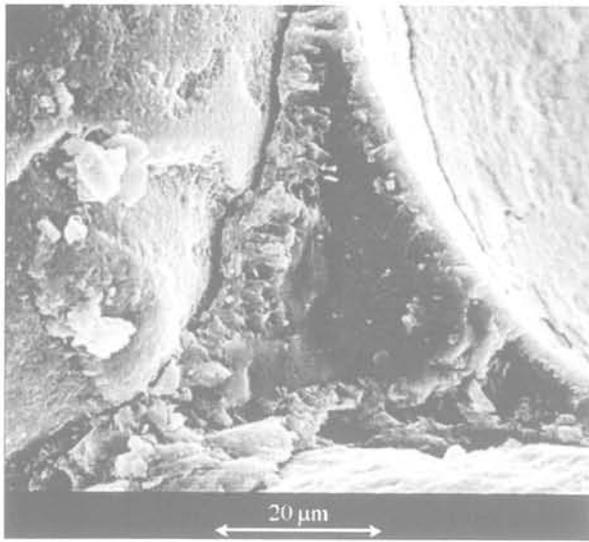
à structure cristalline floue situés à leur base. D'après les spectres EDS les compositions chimiques de ces cristaux sont proches.

Les échantillons prélevés au cœur des piliers à partir des sondages carottés verticaux de Jœuf n'ont pu être datés, mais leur analyse peut apporter des informations complémentaires importantes quant à l'étude du vieillissement et de son étendue dans les piliers. Les carbonates de fer sont abondants et semblent à première vue peu altérés et bien cristallisés dans le ciment inter-oolitique (Fig. 7). Une observation plus fine (Fig. 8) montre que la sidérite commence localement à se dégrader avec un développement de fissures.



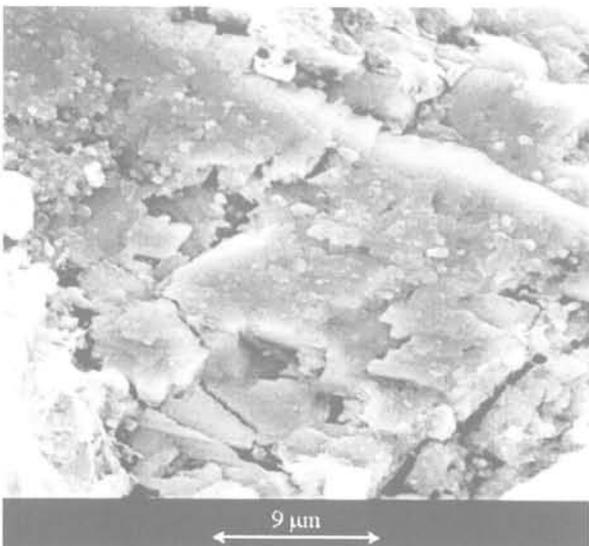
**FIG. 6** Détail des phyllosilicates ferrifères cristallisés en rosette et tapissant les parois d'un vide.

Detailed view of iron phyllosilicates crystallized in rosette form and lining walls of a vacuum.

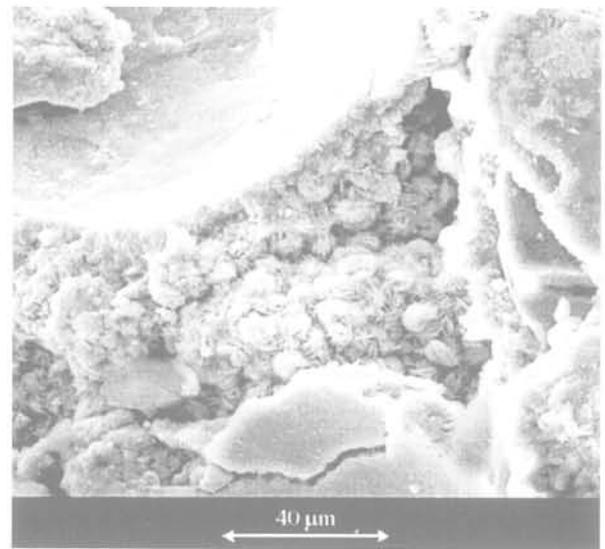


**FIG. 7** Carbonates de fer (sidérite) en bon état cimentant la porosité inter-oolitique.  
Healthy iron carbonates (siderite) cementing the inter-oolitic porosity.

Le deuxième phénomène d'importance, observé sur ces échantillons prélevés au cœur des piliers, concerne l'évolution du ciment argileux. En effet, par rapport aux échantillons sains, les microcavités et les microfissures sont plus nombreuses et se remplissent de phyllosilicates ferrifères néoformés ou transformés (Fig. 9). Ces nouveaux minéraux prennent d'ailleurs de plus en plus d'importance et cela au détriment des phyllosilicates diagénétiques (Fig. 10) qui, à l'instar de la sidérite, commencent à s'altérer de façon importante. Ce phénomène de néoformation de phyllosilicates a également été observé dans la couche rouge. Dans certains cas, les contacts entre les oolites deviennent directs et certaines oolites s'écrasent mutuellement (Fig. 11). La structure intra-oolitique est endommagée et le cortex se desquame. Ainsi découvert, il tend à s'altérer et perd sa cohésion interne.



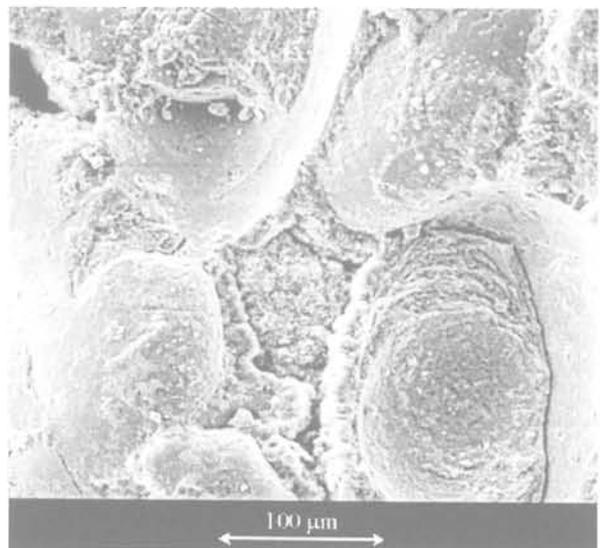
**FIG. 8** Traces d'altération et microfissures dans la sidérite inter-oolitique.  
Weathering and microcracks in inter-oolitic siderite.



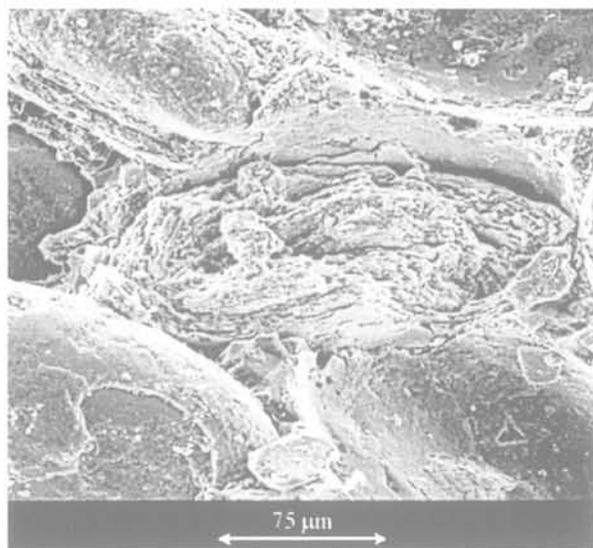
**FIG. 9** Néoformation de phyllosilicates ferrifères sur les parois d'un vide de l'espace inter-oolitique. Minerai de fer prélevé en cœur de pilier.  
Iron phyllosilicates neoformation on vacuum walls of the inter-oolitic cement. Iron ore sample taken at the center of a pillar.

Sur les échantillons prélevés en bordure des piliers de la couche grise exposés à l'atmosphère minière depuis 10 à 30 ans, une altération semblable à la précédente s'observe et prend plus d'importance.

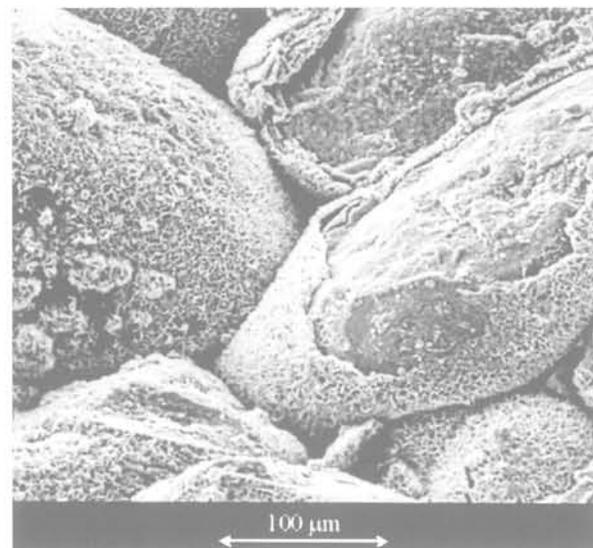
Les échantillons exposés à l'atmosphère minière depuis plus longtemps, entre 1900 et 1910 pour le premier et en 1930 pour le second, montrent dans un premier temps une raréfaction des phyllosilicates ferrifères. Ceux-ci, qu'ils soient d'origine diagénétique ou néoformés, semblent être totalement altérés. En outre, on constate la disparition presque totale des carbonates de fer (sidérite). Ces phénomènes marquent un état d'altération très avancé du minerai de fer. A l'évidence,



**FIG. 10** Néoformation importante de phyllosilicates et dégradation des phyllosilicates diagénétiques.  
Important phyllosilicates neoformation and weathering of diagenetic phyllosilicates.



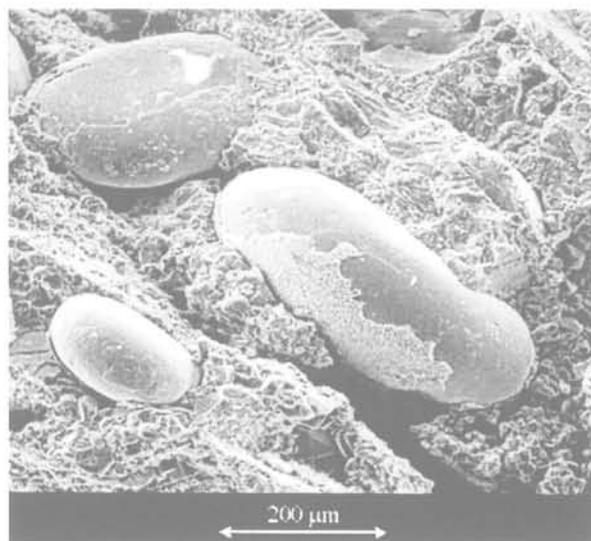
**FIG. 11** Oolite écrasée entre d'autres oolites et dont le cortex se dégrade.  
Oolite crushed between other ones and cortex weathering.



**FIG. 12** Néof ormation d'une croûte d'oxyde à la surface des oolites.  
Échantillon de minerais exploité vers 1930.  
Neof ormation of an iron oxide crust on oolites.  
Iron ore sample exploited towards 1930.

formés du ciment inter-oolitique. Bien que leur structure respective semble intimement liée, il semble bien que les oxydes soient de formation plus tardive. L'encroûtement représenté sur les figures 12 et 13 constitue la dernière étape visible de l'oxydation du ciment inter-oolitique.

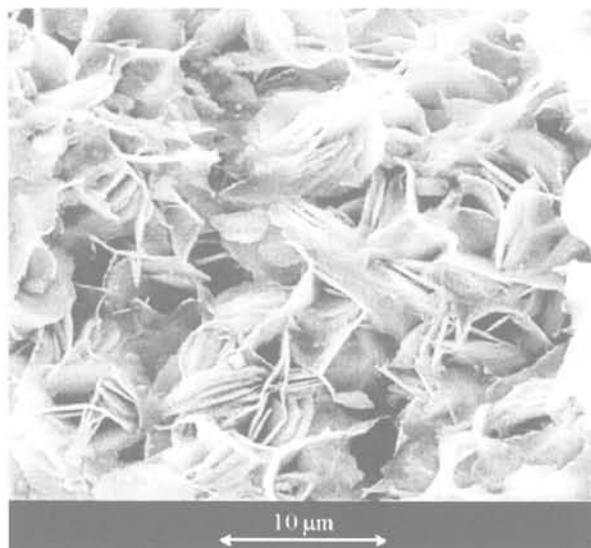
Cette croûte d'oxydes ne peut cependant plus jouer le même rôle de ciment que jouaient la sidérite et les phyllosilicates avant dégradation ; les liens forts d'origine diagénetique, reliant initialement les oolites au ciment carbonaté et assurant ainsi la cohésion de l'ensemble, se sont rompus. L'adhérence est donc précaire et la croûte d'oxydes se détache alors facilement (Fig. 15). Les oolites, n'étant plus liées à ce qui reste du ciment inter-oolitique, se déchaussent fréquemment de leur emplacement originel (Fig. 15) et laissent alors



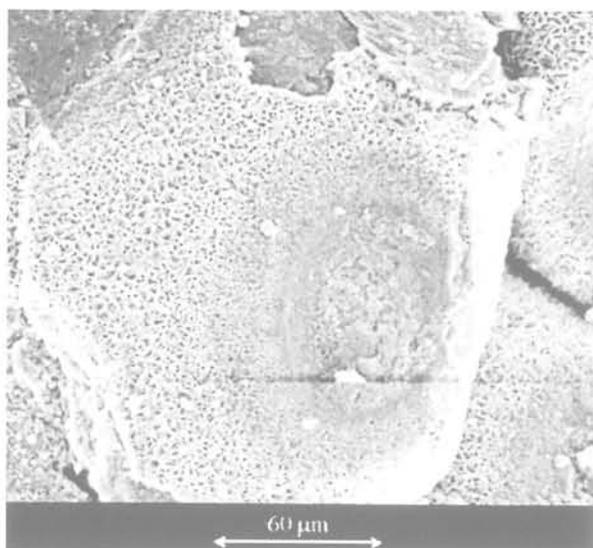
**FIG. 13** Néof ormation d'une croûte d'oxyde à la surface des oolites.  
Échantillon de minerais exploité vers 1900-1910.  
Neof ormation of an iron oxide crust on oolites.  
Iron ore sample exploited towards 1900-1910.

avant de tirer une conclusion, l'importante variabilité de la teneur relative en sidérite et, plus généralement, de la teneur en carbonates et en ciment inter-oolitique, nécessitera de réaliser ultérieurement des analyses à plus grande échelle.

Le dernier événement observé concerne la néof ormation d'une croûte d'oxydes de fer (Figs. 12 et 13) dont la forme de cristallisation alvéolaire, dite en « nid d'abeille », est caractéristique. Cette croûte, que l'on soupçonne être un dépôt résiduel dont la genèse serait liée à l'altération du ciment inter-oolitique, tapisse tous les supports encore existants. Ainsi, sous la forme d'une fine pellicule, elle enveloppe la surface des oolites ou recouvre les phyllosilicates du ciment. Sur la figure 14, les oxydes sont associés à des phyllosilicates néo-



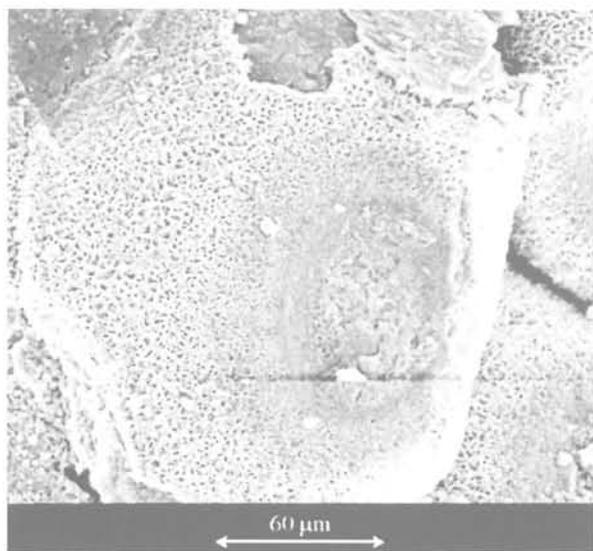
**FIG. 14** Feuillettes de phyllosilicates recouverts d'une fine pellicule d'oxyde de fer.  
Phyllosilicates leaves covered with a thin layer of iron oxide.



**FIG. 15** Oolites recouvertes par la croûte alvéolaire d'oxyde qui s'en détache par altération. Echantillon de minerai exploité vers 1930. Oolites wrapped by the honeycombed oxide crust that peels off the oolites by weathering. Iron ore sample exploited towards 1930.

apercevoir leur empreinte sur d'autres oolites en se «décollant» (Fig. 16).

Les oolites, recouvertes de cette couche de corrosion, présentent parfois un aspect altéré et leur cortex semble endommagé. Ceci est surtout valable pour les échantillons très ferrifères provenant du pilier exposé à l'atmosphère minière vers 1930 (Fig. 12), les échantillons du pilier exposé entre 1900 et 1910 étant plus carbonatés (Fig. 13) et, semble-t-il, moins sensibles à l'altération par oxydation. Peut-être faut-il y voir une relation entre l'aspect dégradé des cortex intra-oolitiques et la proportion initiale de sidérite présente dans le ciment inter-oolitique et susceptible de disparaître par altération.



**FIG. 16** Empreinte d'une oolite décollée en surface d'une autre oolite. Échantillon de minerai exploité vers 1930. Print of an oolite detached on the surface from other one. Iron ore sample exploited towards 1930.

Toutes ces observations indiquent donc que la roche soumise à l'atmosphère de la mine tend à perdre sa cohésion inter-oolitique et intra-oolitique.

**TABEAU I** Composition chimique des minéraux observés au MEB. Spectres d'analyse EDS semi-quantitatifs.

Chemical composition of the minerals observed with SEM. Semi-quantitative EDS absorption spectra.

% oxyde	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO (tot.)
Cortex oolitique (goethite)	9	11	3	3 à 7	70
Phyllosilicate diagénétique	32	18	6	n.s.	43
Phyllosilicate néo-cristallisé état altéré	28	20	5	n.s.	46
Croûte d'oxydes néoformée	5	9	5	n.s.	76

n.s. : non significatif.

### 3.2

## Identification des minéraux observés

La composition chimique des minéraux observés est présentée dans le tableau I. Les valeurs sont obtenues à partir des spectres d'analyse EDS semi-quantitatifs, sur des fragments bruts de roche. Les compositions chimiques qui correspondent à des analyses ponctuelles sont donc approchées et sont présentées sous forme de pourcentages d'oxydes. Elles sont au moins au nombre de 5 pour chaque minéral étudié et les chiffres présentés correspondent à une moyenne arithmétique.

Ces résultats montrent la présence en quantité non négligeable (3 à 7 %) de phosphore dans la structure de la goethite. La croûte néoformée a une composition relativement proche de celle de la goethite du cortex, à la différence près que la proportion de autres constituants que le fer (silice, alumine...) est plus faible. Il pourrait s'agir soit d'hématite, soit d'une goethite plus pure que celle du cortex, soit d'un hydroxyde de fer. Dans le ciment inter-oolitique, les phyllosilicates néoformés ou transformés dans les échantillons vieillis sont constitués en moyenne de 20 % d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 28 % de SiO<sub>2</sub> et 46 % de FeO, et leur composition chimique s'avère donc relativement différente (diminution de la quantité de SiO<sub>2</sub>) de celle des phyllosilicates diagénétiques. Dans tous les cas, il s'agit d'espèces très ferrifères.

Les spectres d'analyse quantitative obtenus par la microsonde électronique permettent de préciser la composition de certains minéraux analysés au MEB. Ils sont obtenus sur des lames minces, support pour lequel le bilan des teneurs boucle correctement. Pour la croûte d'oxydes néoformée sur les échantillons de minerai de fer vieilli, on a obtenu la composition chimique suivante (moyenne sur 7 mesures) : O : 28,3 % ; Al : 1,4 % ; Si : 2,4 % et Fe : 56,6 %. Les impuretés présentes sont en faibles quantités.

Des analyses diffractométriques aux rayons X ont été réalisées sur le minerai de fer sain et vieilli. Il n'y a pas de différence fondamentale entre ces différentes analyses. Il est très difficile de faire une distinction entre

les différents oxydes de fer, comme l'hématite et la goëthite, à partir d'un diffractogramme. Il existe cependant une méthode, basée sur la spectroscopie Mössbauer, le permettant (Loef, 2000). La principale information concerne l'absence de la raie caractéristique à 14 Å de la chamosite. Les phyllosilicates observés au MEB correspondent donc à de la berthiérine. Ce résultat, qui est pour le moins surprenant dans le sens où Bubenicek (1970) affirme que le minerai de fer est formé d'une chlorite ferrifère de type chamosite, demande à être vérifié par des analyses plus nombreuses et plus variées (prélèvements à différents endroits du gisement). Par ailleurs, les raies caractéristiques de la sidérite, dont la principale à 2,79 Å, sont introuvables dans le diffractogramme réalisé sur l'échantillon de minerai de fer le plus altéré (exposé en 1930), mais bien présentes dans les autres diffractogrammes réalisés sur les échantillons non altérés (en cœur de pilier ou récemment exploités). Ce fait confirme, en attendant un plus grand nombre de mesures qui permettraient de s'affranchir des hétérogénéités du matériau, que la sidérite contenue dans le ciment inter-oolitique s'altère en vieillissant et tend donc à disparaître.

4

## Modèle phénoménologique de vieillissement

A partir de toutes les analyses et observations précédentes, nous proposons un modèle phénoménologique d'évolution dans le temps, et en plusieurs étapes, pour le minerai de fer constituant les piliers abandonnés. Les évolutions d'origine anthropique dans les piliers de minerai seront désignées par les termes transformations et néoformations. Les produits de transformation sont, pour le minerai de fer, les phyllosilicates néo-cristallisés en rosette sur les phyllosilicates diagénétiques. Les produits de néoformation cristallisent à partir des ions en solution. Les oxydes ou hydroxydes de fer formant la croûte néoformée ainsi que les phyllosilicates en rosette remplissant les vides, font partie des minéraux ainsi élaborés.

4.1

### État actuel de l'évolution diagénétique du minerai de fer

Le minerai de fer est très poreux (de 20 à 35 %) et assez perméable (environ  $10^{-18}$  m<sup>2</sup> de perméabilité de matrice). Cette roche correspond donc à un milieu chimiquement très réactif. Le minerai de fer est riche en oxydes et dans les zones non exploitées, il est en équilibre chimique avec l'eau interstitielle depuis des millions d'années. Après formation et enfouissement, les conditions chimiques sont celles d'un milieu réducteur et ont permis la formation d'un ciment riche en sidérite et en phyllosilicate ferrifère, qui sont des minéraux où le fer est à l'état réduit au cours de la diagénèse précoce. L'analyse d'échantillons prélevés dans une zone éloignée de toute exploitation minière nous a permis d'identifier l'état actuel de l'évolution diagénétique du minerai de fer, état qui va servir de référence aux observations suivantes sur le minerai vieilli. En l'absence de conditions chimiques extérieures oxy-

dantes, les berthiérines et les carbonates de fer évoluent dans un milieu propice à leur stabilité.

4.2

### Phase transitoire de l'exploitation

Les travaux miniers vont modifier de manière fondamentale les conditions chimiques puisque le minerai de fer va se trouver dans des conditions oxydantes. Le milieu est, à l'origine, réducteur et l'exposition des piliers à l'atmosphère humide régnant dans les mines abandonnées est propice au développement de réactions minéralogiques d'oxydation. Ainsi, l'exploitation va être à l'origine de transformations de certains minéraux du minerai de fer et de modifications microstructurales. Tous ces phénomènes sont donc d'origine anthropique et ils ont été observés sur du minerai de fer situé en bordure et, pour certains, à l'intérieur des piliers.

Les traçages et dépilages successifs en cours d'exploitation, ainsi que le phénomène de redistribution des contraintes, vont endommager les piliers résiduels. La conséquence est le développement de fissures de l'échelle de la microstructure à celle du pilier. Cette phase transitoire d'exploitation est le point de départ du vieillissement anthropique du minerai de fer puisqu'elle va initialiser et favoriser les étapes successives de l'évolution minéralogique dans les piliers. La présence de grandes fractures va amplifier le vieillissement à l'intérieur des piliers, et surtout à proximité des fronts de taille, séparant les stots de protection des zones antérieurement foudroyées, où les roches sont très fracturées et très lessivées. Le lessivage des roches est, en effet, une condition très favorable à l'amplification des phénomènes d'altération.

4.3

### Phase progressive d'abandon des piliers

Cette phase concerne dans un premier temps les phénomènes d'altération chimique des minéraux associés au lessivage et aux transferts hydriques dans les piliers. Cette phase d'altération concerne la berthiérine du ciment inter-oolitique. En effet, à plus ou moins longue échéance, les minéraux silicatés vont devenir instables et libérer une partie des éléments chimiques qu'ils renferment. La phase suivante va être la formation de nouveaux édifices cristallins stables dans les conditions de leur environnement. C'est à partir de cette étape que l'on peut réellement commencer à parler d'altération. Une altération chimique se développe dans une zone si le phénomène d'hydrolyse (action de l'acide carbonique sur des minéraux riches en cations) est favorisé (Cojan et Renard, 1997).

Le processus d'altération de la berthiérine s'installe dans tout le pilier. Il est accompagné par des transformations ou néoformations de ce même minéral. Les microfissures induites par l'exploitation renforcent ce phénomène puisque la création de vides est propice à la cristallisation de nouveaux minéraux. La composition chimique de ces nouvelles berthiérines est différente (diminution de la teneur en silice) de celle des berthiérines diagénétiques (du minerai sain ou vieilli). Ce type de phénomène, qui s'inscrit à la suite du processus diagénétique et qui a déjà été observé par ailleurs (Velde,

1989), est lié au processus d'altération par hydrolyse. Les silicates en général, et les phyllosilicates en particulier, s'altèrent par hydrolyse de leurs constituants, au cours de laquelle les ions  $O^{2-}$  de la charpente silicatée vont alors se lier préférentiellement aux ions  $H^+$  (de fort potentiel ionique) de la solution et libérer ainsi les cations  $Al^{3+}$  puis  $Si^{4+}$  dont le potentiel ionique est plus faible. Dans le cas d'une hydrolyse assez poussée, une partie importante de la silice ainsi que la totalité des cations basiques sont éliminés. Finalement, les feuilletés altérés des berthiérines servent de base à la formation de nouveaux minéraux.

Cette première phase d'altération des piliers concerne également la sidérite du ciment inter-oolitique. La sidérite a effectivement la propriété de s'oxyder avec un rythme constant dans le temps. Ce phénomène est d'ailleurs identifié depuis longtemps dans le minerai de fer (Burchard, 1916). Dans des conditions physico-chimiques oxydantes (présence de  $H_2O$  et  $O_2$ ) et lorsque le pH est proche de la neutralité, comme c'est le cas pour le minerai de fer qui est très riche en carbonates, l'oxydation du fer ferreux, libéré dans la solution aqueuse par dissolution de la sidérite, en fer ferrique est très rapide et est donnée par la réaction partielle suivante :



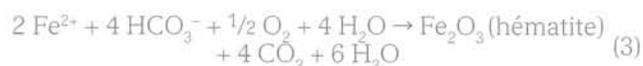
Le résultat de cette oxydation est l'altération de la sidérite dont la proportion dans le ciment inter-oolitique va diminuer avec le temps.

La phase d'abandon des piliers concerne ensuite les phénomènes de néoformation de minéraux. Ceux-ci dérivent de solutions concentrées en ions libérés des zones d'altération, et correspondent à une réorganisation complète du réseau cristallin. Les néoformations sont liées à un processus de dissolution-recristallisation.

En présence d'oxygène dissous ou adsorbé au niveau des micropores, les réactions d'oxydation précédentes ont lieu et le pH est localement acide. Mais en général, des valeurs relativement élevées de pH sont maintenues grâce au processus de neutralisation par des minéraux carbonatés tels que la calcite (Rose *et al.*, 1998). Dans ces conditions,  $Fe^{3+}$  (1) et  $Al^{3+}$  (issu de l'hydrolyse des phyllosilicates) précipitent sur place sous forme d'hydroxydes insolubles en s'unissant aux ions  $OH^-$  (dissociation partielle de l'eau en  $OH^-$  et  $H^+$ ). Il peut alors se former des hydroxydes d'alumine et des hydroxydes de fer selon la réaction suivante :



De la même façon, la goethite (oxy-hydroxyde de fer), produit d'altération le plus commun de la sidérite (Senkayı *et al.*, 1986), peut cristalliser sur place. L'hématite (oxyde de fer), qui est également un produit d'altération de la sidérite (Deer *et al.*, 1962), peut se former selon la réaction complète suivante :



Ces réactions conduisent à la néoformation de la croûte oxydée observée dans les échantillons de minerai vieilli. Cette croûte est donc finalement un résidu cristallisé à partir des produits de dégradation du ciment inter-oolitique.

La réaction (1) nécessite la présence d'ions  $H^+$  dans la solution aqueuse, d'où la nécessité de passer par un

milieu acide, du moins localement, étant donné la nature tamponnée du milieu. Cette acidité soutient et favorise l'oxydation de la sidérite et l'hydrolyse des phyllosilicates. La réaction de précipitation des hydroxydes (2) peut être une des sources de cette acidité. Il peut alors se créer un cycle oxydatif qui amplifie progressivement les réactions chimiques existantes. Par ailleurs, le volume de  $CO_2$  dissous dans l'eau contribue à la quantité d'ions  $H^+$  disponibles dans la solution (4) et renforce le mécanisme de dissolution des minéraux carbonatés (sidérite) par l'eau.



5

## Conditions physico-chimiques et catalyseurs

Avant exploitation, les fluides, pratiquement immobiles, réagissent avec les minéraux environnants dans un système clos et leur composition évolue en fonction des transformations diagenétiques. Dans les conditions de l'exploitation, les transferts hydriques dans les piliers deviennent importants puisque le milieu est soumis à un lessivage et à un aérage intenses. Les eaux karstiques, chimiquement déséquilibrées, s'infiltrent et vont accélérer tous les processus d'altération (dissolution). Les écoulements de fluides entraînent les produits de l'hydrolyse, notamment la silice, expliquant ainsi la composition des berthiérines transformées (ou néoformées). A l'intérieur des piliers, l'atmosphère n'est pas encore totalement oxydante et l'hydrolyse des phyllosilicates et l'oxydation de la sidérite devraient être limitées (la quantité d'ions  $H^+$  est certainement plus faible). Ces phénomènes concernent l'état actuel du minerai de fer mais sont progressifs et évoluent donc constamment dans le temps. De plus, le vieillissement se propage au cœur des piliers selon un gradient d'intensité et au moins jusqu'à 80 cm de profondeur, c'est-à-dire la longueur maximale des sondages horizontaux réalisés jusqu'à présent.

Les propriétés physico-chimiques de l'eau interstitielle, notamment pH et Eh, ainsi que le potentiel d'oxydoréduction des différents équilibres minéraux, vont déterminer la nature des évolutions minéralogiques futures et la cinétique d'oxydation du fer ferreux. De plus, les réactions d'oxydoréduction et la réaction d'hydrolyse sont plus poussées dans des milieux bien drainés où la circulation des solutions favorise le renouvellement des ions  $H^+$ , selon la réaction (4), ainsi que l'élimination des ions en solution. En outre, la quantité de  $CO_2$  dissous dans l'eau, et par conséquent la quantité d'ions  $H^+$  disponibles dans la solution aqueuse, est favorisée par la décomposition de matière organique présente dans le milieu.

Les conditions physico-chimiques locales (pH et concentration d'oxygène de l'eau interstitielle), ainsi que l'intensité du lessivage des roches, constituent le paramètre déterminant dans la cinétique de vieillissement du minerai de fer, plus que le temps d'exposition à l'atmosphère minière. Le temps d'exposition va, bien sûr, jouer un rôle, de même que la profondeur dans le pilier et la teneur en calcite de la roche, mais les conditions locales demeurent prépondérantes. A cet égard, le drainage à l'échelle de l'ensemble de la formation

peut apparaître comme un paramètre important. La teneur en calcite dans le ciment inter-oolitique va déterminer l'intensité du vieillissement de par ses propriétés de tampon acide. Ainsi, dans le faciès très carbonaté du minerai de fer, les carbonates de calcium vont rendre négligeables les néoformations.

Les réactions d'oxydation précédentes peuvent être favorisées dans les milieux riches en fer par l'intervention de bactéries oxydantes du fer (Ferris, 1989). Les conditions climatiques et physico-chimiques régnant dans les mines de fer abandonnées sont propices à l'activité bactérienne. Ces conditions sont : température tempérée et stable (environ 15 °C), humidité importante et présence en abondance de fer à l'état ferreux (et donc réduit) dans le minerai de fer. Les bactéries chimiolithotrophes utilisent en effet l'énergie fournie par les réactions d'oxydation, du fer notamment, pour vivre. Par ailleurs, l'activité bactérienne et l'oxydation du fer ferreux sont favorisées par un pH acide. Dans un milieu globalement tamponné comme le minerai de fer, les bactéries peuvent localement oxyder le fer ferreux en fer ferrique (1) à l'origine de la précipitation d'oxydes ou d'hydroxydes de fer (2). L'acidité nécessaire à l'entretien de ces réactions d'oxydation du fer peut être apportée, comme nous l'avons vu précédemment, par la présence en solution d'une quantité importante de gaz carbonique (4). De la même façon, les bactéries consommatrices de phosphore, contenu dans la goethite formant le cortex oolitique, peuvent expliquer sa dégradation par une désorganisation de sa structure cristalline.

Des échantillons de minerai ont été prélevés dans le stot de Tressange afin de réaliser des analyses bactériologiques :

- prélèvement d'eau de percolation (sous le toit d'une chambre) ;
- prélèvement de boues rouges près d'un pilier ;
- prélèvement d'échantillons de minerai de fer de la couche grise sur différents piliers correspondant à des dates d'exploitation différentes ;
- prélèvement de l'air minier près de chacun des piliers précédents.

Les incubations sont réalisées en flacons pour sérologie et, pour les cultures anaérobies, le dégagement de CO<sub>2</sub> est mesuré. Pour chaque essai, des témoins stériles sont réalisés. En parallèle, des étalements sur boîte de Pétri permettent de dénombrer les microflores (autotrophes ou hétérotrophes) présentes. Après incubation aérobie ou anaérobie (2 mois à 24 °C), les solutions sont analysées par ICP. Les solutions d'eau de mine et les solides sont également analysés par ICP.

Les résultats de microbiologie sont, pour l'instant, préliminaires. Des microflores hétérotrophes (utilisant le carbone d'origine organique), composées de bactéries, et autotrophes (utilisant le gaz carbonique dissous) ont été isolées des eaux à l'équilibre avec les échantillons solides. Une partie de la microflore hétérotrophe est plutôt oligotrophe et donc particulièrement bien adaptée à croître dans des milieux pauvres en carbone organique. L'implication des bactéries dans la dégradation des matières organiques conduit à la minéralisation (production de CO<sub>2</sub>) d'une partie du carbone organique initialement présent dans l'échantillon. Cette minéralisation faible est observable dans les incubations anaérobies. L'activité altérante des bactéries, vis-à-vis des phases minérales, est significative dans les

échantillons qui correspondent aux roches les moins altérées initialement et peut sans doute conduire à la formation de la boue rouge riche en fer prélevée dans la mine. On constate effectivement une solubilisation de Fe, Al et Si qui pourrait expliquer la dégradation de la sidérite et de la berthierine. C'est aussi dans ces échantillons que l'activité minéralisatrice anaérobie est la plus significative. Au vu de ces premiers résultats, le rôle de l'activité bactérienne semble donc primordial. La dégradation de la matière organique, via l'action des bactéries, génère une production de CO<sub>2</sub>. Ce gaz carbonique permet la libération d'ions H<sup>+</sup> dans la solution selon la réaction (4) et peut ainsi contribuer au processus d'oxydation. Par ailleurs, les bactéries ont également une activité minéralisatrice altérante vis-à-vis du minerai de fer et cette activité peut être anaérobie.

La sidérite peut présenter des phases superficielles solubilisées riches en fer II. Celles-ci représentent des apports en fer II et constituent donc des substrats énergétiques et bio-disponibles d'emblée en solution pour les micro-organismes qui les utilisent principalement (Toniazzi, 1998). *Thiobacillus ferrooxidans*, dans le cas des schistes « carton », peut oxyder directement le fer II, ou indirectement par production en solution d'un oxydant puissant, le fer ferrique (Rakontondratsima, 1995). Le fer II provenant de l'oxydation aqueuse de la sidérite peut également être oxydé par voie bactérienne, selon la réaction (1) et le fer III produit peut réagir avec la sidérite et accélérer la dissolution de celle-ci (cycle oxydatif). Si ces conditions idéales persistent, l'oxydation bactérienne de la sidérite peut résulter, comme dans le cas de l'oxydation de la pyrite, de la dissolution du fer maintenu sous forme ferrique par la présence de bactéries oxydatrices du fer. Bien que ces bactéries autotrophes affectionnent particulièrement les milieux acides où le fer est disponible en grande quantité sous forme dissoute, une oxydation à des pH voisins de la neutralité reste possible. En effet, en présence d'O<sub>2</sub> dissous ou adsorbé au niveau des micropores, l'action oxydante du fer III peut être maintenue. En revanche, la présence de carbonates limite l'acidification et la solubilité du fer.

Nous avons vu que l'état de fracturation du matériau jouait un rôle primordial dans l'oxydation puisqu'il favorise la présence d'eau et d'oxygène dissous dans l'eau, au contact des minéraux. De même, les caractéristiques physiques (taille des particules, perméabilité...) des matériaux miniers et le régime hydrologique sont des facteurs qui conditionnent les différentes réactions chimiques (Todd et Reddick, 1997). Les conditions d'oxygénation diffèrent en fonction de l'état de l'exploitation minière. Elles sont au nombre de trois :

- milieu très ventilé : cas de l'aéragage actif. La catalyse bactérienne n'est probablement pas critique dans des sections bien ventilées des mines souterraines actives (Kleinmann, 1998). En effet, l'apport des bactéries à l'oxydation du minerai de fer n'est pas primordial bien que la forte concentration d'oxygène dans l'air ( $9,3 \times 10^{-3}$  mol.l<sup>-1</sup>) leur soit favorable : le processus d'oxydation peut s'engager et se poursuivre sans leur action ;

- aéragage stoppé : c'est le cas lorsque les travaux miniers prennent fin dans une concession. Dans ces conditions, la concentration d'oxygène diminue de façon significative et l'action des bactéries devient alors primordiale car celles-ci peuvent accélérer fortement la cinétique des réactions d'oxydation ;

-milieu anaérobie : c'est le cas lorsque les mines sont ennoyées suite à l'arrêt des pompages d'exhaure (fermeture des exploitations). Dans ces conditions, les bactéries aérobies vont avoir une activité tant que l'oxygène disponible sous forme gazeuse dans l'eau n'est pas totalement consommé. Ensuite, l'oxydation et donc l'altération du minerai devraient s'arrêter, à moins qu'un apport d'eau riche en oxygène, via les fractures induites par l'exploitation, puisse parvenir. Globalement, l'eau est renouvelée sauf, peut-être, à certains endroits profonds de la mine où l'oxydation et donc aussi le vieillissement pourraient prendre fin. Les conditions hydrogéologiques locales deviennent alors un paramètre primordial. Par ailleurs, certaines bactéries, telles que *Thiobacillus ferrooxidans*, peuvent avoir une activité même en l'absence d'oxygène. Dans ce cas, l'accepteur des électrons libérés par la réaction d'oxydation de fer ferreux devient le fer ferrique en lieu et place de l'oxygène (Corbett *et al.*, 1987). Après ennoyage, l'hypothèse d'une activité bactérienne anaérobie altérante vis-à-vis du minerai de fer est assez probable, d'autant plus que le milieu (c'est-à-dire la mine souterraine) n'est pas clos et donc ouvert à la circulation des bactéries anaérobies.

6

## Influence du vieillissement sur le comportement mécanique du minerai de fer

L'exposition à l'atmosphère minière des piliers est un paramètre important dans l'évolution du comportement du minerai de fer pour lequel une loi mécanique a été établie (Hoxha *et al.*, 2000). Il faut donc prendre en compte les modifications microstructurales induites par les transformations minéralogiques. Ces dernières s'accompagnent d'un développement de microfissures dans le ciment inter-oolitique et dans les oolites. Il s'agit maintenant de traduire ces modifications en terme de variation des propriétés mécaniques. L'altération du ciment, qui est un phénomène micromécanique, se traduit à l'échelle macroscopique par une réduction des différents seuils de la loi de comportement : seuil de plasticité et résistance au pic.

Le faciès ferrifère est le plus sensible au vieillissement. La figure 17 représente les courbes contrainte-déformation axiales obtenues à partir d'essais de compression monoaxiale sur la ferri-arénite la plus altérée, exposée à l'atmosphère minière vers 1930, et sur la ferri-arénite saine. On note que la résistance diminue de moitié entre le minerai sain (environ 20 MPa) et le minerai vieilli (environ 10 MPa). Par ailleurs, la figure 18 montre les enveloppes des mesures de la résistance au pic de ces deux faciès, obtenues à partir d'une série d'essais triaxiaux à différentes pressions de confinement. La surface au pic est fortement abaissée du fait du vieillissement, ce qui se traduit physiquement par une diminution de la cohésion de la roche. En fait, le minerai de fer a perdu une grande partie de sa cohésion en vieillissant. Pour conclure, le vieillissement du faciès ferrifère du minerai de fer se traduit par une diminution des caractéristiques mécaniques à court terme (diminution de la résistance et du seuil initial de plasticité), sans que les propriétés élastiques (module de Young et coefficient de Poisson) ne soient modifiées.

L'influence sur le comportement mécanique est différente selon le faciès du minerai de fer. Pour le faciès carbonaté, la présence de calcite en abondance réduit les néoformations minéralogiques et les modifications microstructurales, et ceci même si l'échantillon est exposé à l'atmosphère minière depuis près d'un siècle. Aucune modification dans le comportement mécanique n'est constatée par rapport au faciès sain (Grgic, 2001). Le paramètre primordial conditionnant le vieillissement du minerai de fer est donc bien la nature ferrifère du faciès, viennent ensuite les conditions physico-chimiques locales et, finalement, le temps d'exposition à l'atmosphère minière.

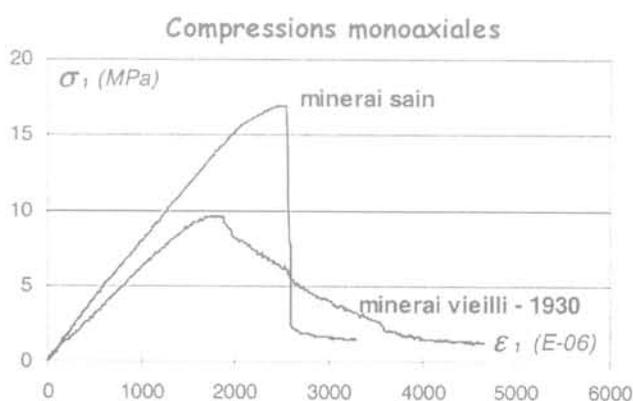


FIG. 17 Compressions monoaxiales sur le minerai de fer sain et le minerai de fer vieilli exploité en 1930.

Uniaxial tests on healthy iron ore and on weathered iron ore exploited towards 1930.

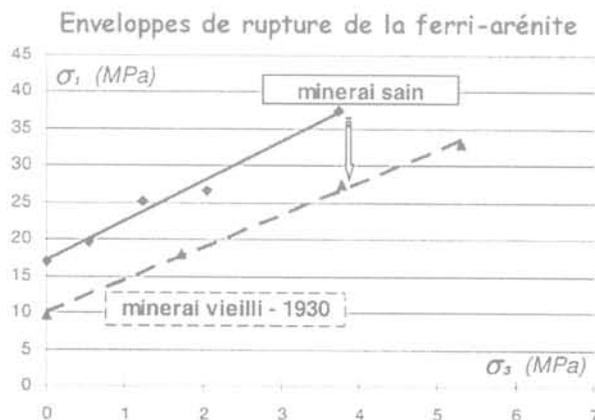


FIG. 18 Enveloppe au pic pour le minerai de fer sain et le minerai de fer vieilli (1930).

Peak envelope of healthy iron ore and weathered iron ore (1930).

## Conclusion

Les mines de fer abandonnées de Lorraine, exploitées selon la méthode des chambres et piliers, posent des problèmes de stabilité dont le vieillissement des roches peut être l'une des causes. L'étude de l'évolution des caractéristiques minéralogiques du minerai de fer lorrain a été réalisée à partir d'échantillons prélevés dans des sondages carottés dans une zone sans exploitation et dans des piliers abandonnés. Certains sondages, réalisés horizontalement dans des piliers exposés à l'atmosphère minière à différentes époques, sont datés. Les échantillons ont été analysés au MEB, à la microsonde et en diffractométrie X. En parallèle, des analyses microbiologiques, encore en cours, nous ont permis d'étudier l'influence des bactéries sur les phénomènes d'altération des minéraux.

Il résulte de ces études que l'évolution anthropique, c'est-à-dire liée aux travaux miniers, est bien réelle et que ses effets se superposent à l'évolution diagénétique. Cette évolution d'origine anthropique est décrite en deux étapes. La première correspond à une altération physico-chimique du ciment inter-oolitique argileux et carbonaté. Il s'agit d'une hydrolyse des phyllosilicates ferrifères (berthiérines) et d'une oxydation des carbonates de fer (sidérite). La seconde étape correspond dans un premier temps à la transformation et néoformation de berthiérines et dans un deuxième temps à la néoformation d'une croûte d'oxyde de fer qui est finalement un résidu cristallisé à partir des pro-

duits libérés au cours de la phase initiale d'altération. Ces transformations minéralogiques sont favorisées par l'activité bactérienne.

La structure interne du minerai est affectée par ces modifications. Certaines oolites sont écrasées, les couches concentriques des cortex intra-oolitiques desquament, la croûte d'oxyde se détache et les oolites n'adhèrent plus à ce résidu de ciment. Ces phénomènes se traduisent à l'échelle macroscopique par une diminution de la cohésion et de la résistance au pic dans des proportions importantes. Ces évolutions d'origine anthropique correspondent à une diagenèse récente ou rétro-diagenèse et peuvent alors être qualifiées de vieillissement dans le sens où elles se traduisent par une fragilisation mécanique du minerai de fer. Le vieillissement est donc un paramètre important à prendre en compte dans l'étude de la stabilité à long terme des piliers abandonnés.

Parmi les points restant à élucider, il y a la détermination de l'étendue de la zone vieillie dans les piliers ; des sondages plus profonds (10 m) sont prévus. En outre, afin de pouvoir réellement prendre en compte l'influence du vieillissement du minerai de fer sur la stabilité à long terme des piliers abandonnés, il faudrait connaître précisément la cinétique des différentes transformations minéralogiques. Pour cela, l'étude des propriétés physico-chimiques de l'eau interstitielle, par une approche géochimique du problème, est nécessaire pour déterminer les équilibres minéraux initiaux et comprendre l'évolution de ces équilibres dans le temps et en fonction des conditions environnantes.

## Bibliographie

- Bubenicek L. – « Recherches sur la constitution et la répartition des minerais de fer dans l'Aalénien de Lorraine ». *Sciences de la Terre*, Nancy 8, 1961, p. 5-204.
- Bubenicek L. – « Géologie du gisement de fer de Lorraine ». Thèse de la faculté des Sciences, Nancy, tome 1, 1970, 146 p.
- Burchard E.F. – « Iron ore in Cass, Marion, Morris, and Cherokee Counties, Texas ». F.L. Ransome and H.S. Gale, geologist in charge, contributions to economic geology. *U.S. geological survey bulletin* 620, 1916, p. 69-109.
- Burkhalter R.M. – « Ooidal ironstones and ferruginous microbialites : origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swiss Jura mountains) ». *Sedimentology* 42, 1995, p. 57-74.
- Cojan I., Renard M. – *Sédimentologie. Enseignement des sciences de la Terre*, Masson, 1997, 418 p.
- Corbett C.M., Ingledew W.J. – « Is Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> cycling an intermediate in sulphur oxidation by Fe<sup>2+</sup> grown *Thiobacillus ferrooxidans* ? » *FEMS microbiology* 41, 1987, p. 1-6.
- Dagallier G. – « Analyse des carottes des sondages SN1, SN2, SN3 réalisés dans la formation ferrifère aalénienne à Jœuf (54) ». Rapport d'étude, ENSG-INPL, Nancy, 1997, 8 p.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. – *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. Ed. Longmans, 1962, 528 p.
- Ferris F.G., Tazaki K., Fyfe W.S. – « Iron oxides in acid mine drainage environments and their association with bacteria ». *Chemical geology* 16, 1989, p. 149-152.
- Grgic D. – « Modélisation du comportement à court et à long terme des roches de la formation ferrifère lorraine ». Thèse de doctorat, INPL, Nancy, 2001, 182 p.
- Kleinmann R.L.P. – « Coal mine Drainage Prediction and pollution Prevention in Pennsylvania ». Chap. 15. Bactericidal Control of Acidic Drainage. The Pennsylvania Department of Environmental Protection, oct. 1998, 6 p.
- Konhauser K.O. – « Diversity of bacterial iron mineralization ». *Earth-science reviews* 43, 1998, p. 91-121.
- Loef J.J. – « Composition and genesis of rattlestones from Dutch soils as shown by Mössbauer spectroscopy, INAA and XRD ». *Netherlands journal of geosciences* 79 (1), 2000, p. 59-71.
- Mustin C. – « Approche physico-chimique et modélisation de l'oxydation bactérienne de la pyrite de *Thiobacillus ferrooxidans* : rôle déterminant de la phase minérale ». Thèse de doctorat, Université de Nancy I, 1992.
- Pineau J.L. – « Contribution à la caractérisation géomécanique des roches. Application au minerai de fer lorrain ». Thèse de doctorat, INPL, Nancy, 1978, 252 p.
- Rakotonratsima L.Y.G. – « Mécanismes de gonflement et d'altération des schistes carton ». Thèse de doctorat, INPL, Nancy, 1995, 234 p.
- Rose A. W., Cravotta C. A. – « Coal mine Drainage Prediction and pollution Prevention in Pennsylvania ». Chap. 1. Geochemistry of Coal Mine Drainage. The Pennsylvania Department of Environmental Protection, oct. 1998, 22 p.
- Senkay A.L., Dixon J.B., Hossner L.R. – « Todorokite, goethite and hematite : alteration products of siderite in East Texas lignite overburden ». *Soil science* 142, 1986, p. 36-42.
- Teyssen T. – « A depositional model for the liassic Minette ironstones (Luxembourg and France), in comparison with other phanerozoic ooidal ironstones ». *Special publication geological society London* 46, 1989, p. 79-92.
- Todd J., Reddick K. – « Groundwater Pollution Primer. Acid Mine Drainage ». Civil Engineering Dept., Virginia Tech, 1997, 5 p.
- Toniazzo V. – « Approche des mécanismes d'oxydation de la pyrite par *Thiobacillus ferrooxidans* grâce à la modélisation morpho-chimique de la surface minérale : rôle fondamental des phases superficielles oxydées ». Thèse de doctorat, université Henri-Poincaré, Nancy 1, 1998, 228 p.
- Velde B. – « Phyllosilicate formation in berthierine peloids and iron oolites ». *Special publication geological society London* 46, 1989, p. 3-8.

# Méthode d'évaluation quantitative de l'hétérogénéité de la fracturation dans les carrières souterraines de calcaire à astéries

A. CEREPİ

L. HUMBERT

Institut  
EGID-BORDEAUX 3  
Université  
Michel-de-Montaigne  
1, allée Daquin  
33607 Pessac Cedex  
Adrian.Cerepi@egid.  
u-bordeaux.fr

## Résumé

Durant ces dix dernières années, l'analyse quantitative de l'hétérogénéité de la fracturation par le Système d'information géographique (SIG) devient intéressante pour étudier la stabilité des carrières souterraines et des propriétés réservoirs induites par la fracturation et ses relations avec les écoulements souterrains. Cet article propose une méthode d'analyse quantitative de la fracturation du calcaire en carrières souterraines. Plus de 1 000 fractures dans trois carrières souterraines carbonatées ont été relevées, mesurées, cartographiées et numérisées. L'analyse de l'hétérogénéité et de la connectivité de la fracturation est fondée sur la répartition spatiale des paramètres géométriques de chaque fracture, tels que : ouverture, longueur, direction, orientation, écartement et distribution spatiale des familles de fractures.

*Mots-clés* : calcaire, réseau fissural, géométrie, carrières souterraines, réservoir.

## Quantitative evaluation method of fracturation heterogeneity in underground quarries of asteries limestone

## Abstract

During the last decade the quantitative analysis of fracturation heterogeneity from Geographic Information System (GIS) has become very useful for the modelling of underground quarries stability, the reservoir properties induced by fracturing and their consequence on ground water flow. This paper aims to give a method of quantitative analysis of fracture network in underground limestone quarries. More than 1,000 fractures taken from three limestone underground quarries were measured, mapped and numerized. The heterogeneity analysis and the fracturing connectivity are based on the spatial distribution of geometrical parameters of each fracture such as : openness, length, direction, orientation and on the spatial distribution of various fracture families.

*Key words* : limestone, fracture network, geometry, underground quarries, reservoir.

NDLE: Les discussions sur cet article sont acceptées jusqu'au 31 décembre 2002.

## Introduction

Cet article propose une méthode d'analyse quantitative de la fracturation du calcaire en carrières souterraines à partir de l'observation de trois carrières souterraines de Gironde (Saint-Germain-La-Rivière, Thau et Maison-Franche). L'objectif est d'en montrer l'intérêt pour l'analyse de la stabilité des carrières souterraines et les possibilités qu'elle ouvre pour l'étude des propriétés réservoirs induites par la fracturation avec leurs conséquences sur la diagenèse (dissolution, sédimentation interne, cimentation), les propriétés pétrophysiques (porosité, perméabilité, transmissivité, capillarité) et les écoulements souterrains.

La méthode mise en œuvre, ici, pour l'analyse quantitative de l'hétérogénéité des caractères géométriques du réseau de fractures comprend quatre étapes : la reconnaissance du contexte géologique, le relevé topographique des carrières souterraines, l'analyse géométrique *in situ* et le traitement numérique cartographique et statistique des données dans un SIG (Système d'information géographique) (Collet, 1992).

Ce travail est une contribution au problème de la modélisation des propriétés géotechniques et réservoirs des roches. Actuellement, la modélisation de l'état de fracturation d'un massif rocheux est fondée sur deux approches :

- la première utilise la représentation synthétique d'un réseau de fractures intégrant un ou plusieurs caractères géométriques qui, cependant, reste très éloignée de la réalité souvent plus complexe (Bourguin *et al.*, 1998 ; Jourde *et al.*, 1998). Toutefois, cette représentation synthétique est simplifiée ;

- la seconde concerne l'analyse quantitative, sur le terrain ou en forage, des caractères géométriques réels du réseau de fractures, tels que l'ouverture, l'orientation et l'espacement en utilisant des méthodes de traitement numérique d'image (Brière et Razack, 1982 ; Delay et Bracq, 1993 ; Mania *et al.*, 1998 ; Bodin et Razack, 1999).

Après un rappel succinct du contexte historique, géographique et géologique et des sites étudiés, nous présenterons successivement la morphologie des carrières souterraines, les caractères des fractures et les différentes étapes du traitement des données.

## Contexte historique, géographique et géologique

### Contexte historique

Entre le XVII<sup>e</sup> siècle et le début du XX<sup>e</sup> siècle, le fort développement de l'urbanisation a entraîné une forte consommation de matériaux de construction. Il en est résulté l'ouverture de 2 000 hectares de carrières souterraines réparties dans plus de 113 communes de la Gironde.

### Contexte géographique et géologique

Les anciennes carrières souterraines d'exploitation de pierre de taille en Gironde sont localisées principalement dans l'Entre-Deux-Mers, sur la rive droite de la Dordogne et sur la rive droite de la Garonne. Elles ont été ouvertes dans le calcaire à astéries, formation de l'Oligocène supérieur (Stampien) du bassin d'Aquitaine, dénommée globalement « pierre de Bordeaux ».

Ce calcaire s'est formé durant la transgression de l'Oligocène supérieur 1b au sein d'un système sédimentaire de plate-forme marginale constitué de quatre domaines de sédimentation : le domaine de sédimentation continentale à l'est (sables du Périgord et de l'Agenais), le domaine de sédimentation de transition (calcaire lacustre et marne sableuse), le domaine de sédimentation de plate-forme interne (calcaire à astéries) et le domaine de sédimentation marine ouverte sur le domaine océanique à l'ouest (marne) (Fig. 1).

Dans un environnement littoral soumis à l'action des vagues et des courants, le calcaire à astéries est constitué d'un sédiment bioclastique fin à grossier (algues, mollusques, coraux, échinodermes, foraminifères), grainstone à wackestone principalement, déposé sous forme de corps sédimentaires centimétriques à hectométriques emboîtés et/ou empilés les uns sur les autres. Cette accumulation hétérogène crée des structures sédimentaires du type lentilles, biseaux, chenaux, à stratification souvent oblique et entrecroisée, associées à des surfaces de discontinuités de changement de sédiment ou d'érosion, caractéristiques d'un environnement sédimentaire intertidal.

Depuis la fin de l'Oligocène jusqu'à aujourd'hui, dans les zones étudiées, le calcaire à astéries est resté émergé sous un très faible recouvrement alluvionnaire. La roche a été ainsi soumise à l'infiltration d'eaux météoriques depuis environ 32 Ma, créant ainsi en recouvrement des carrières souterraines une zone d'altération d'épaisseur métrique à décimétrique non exploitable. La forte hétérogénéité sédimentaire a été accentuée par la diagenèse créant des zones à forte dissolution des éléments de la roche et des zones plus ou moins bien cimentées par de la calcite (Cerepi, 1997). La dissolution associée aux zones à forte perméabilité, sédimentaire ou acquise par la fracturation, a permis le développement d'un réseau karstique.

La fracturation est liée aux principales structures de déformation souple et cassante des terrains tertiaires créés par l'orogénèse pyrénéenne (Pratviel, 1972 ; Gayet, 1980 ; Beaufrère, 1986) (Fig. 2). L'analyse du réseau de fractures et des réseaux karstiques effectuée dans différentes carrières de la Gironde met en évidence une néotectonique post-Oligocène appartenant aux deux directions principales armoricaine et varisque, associées à l'orogénèse hercynienne (Beaufrère, 1986 ; Cerepi, 1997) :

- les accidents de direction armoricaine NW-SE : faille de la Garonne qui dessine le cours de la Garonne, le synclinal de Bourg-sur-Gironde et le synclinal de Cavignac-Villegouge ;
- les accidents de direction varisque NW-SE sont moins développés.



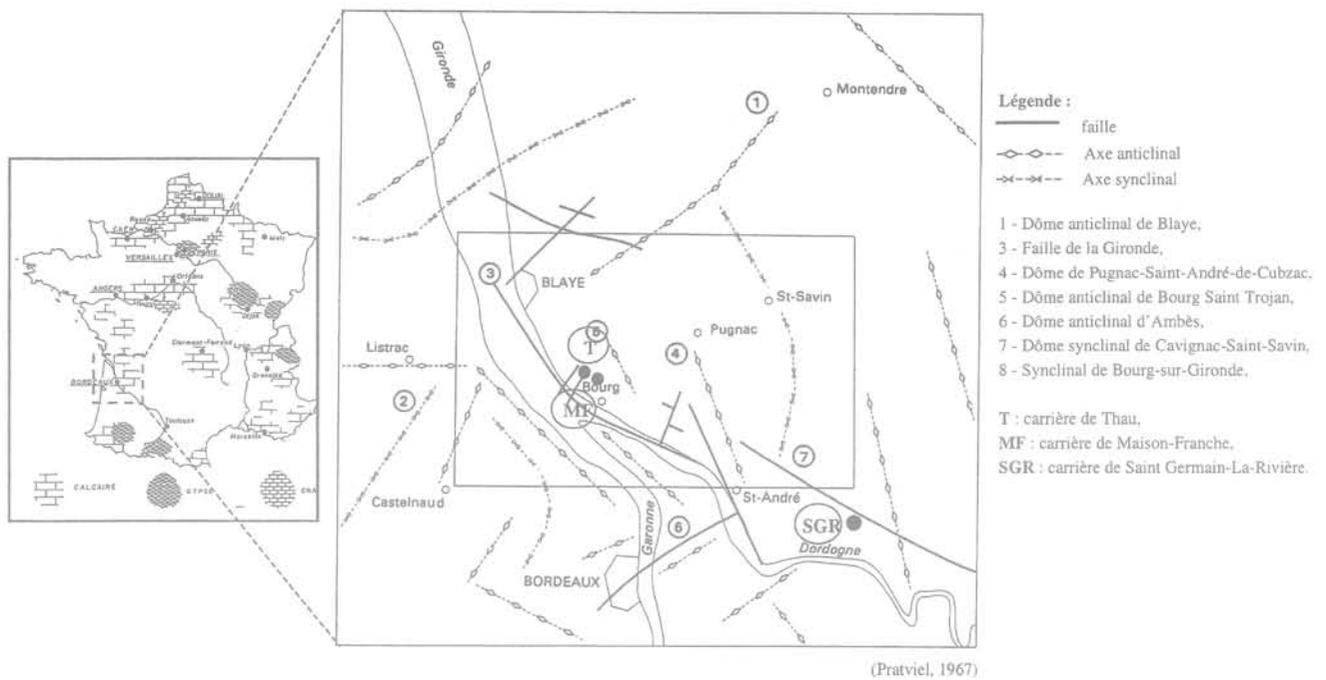


FIG. 2 Contexte structural du Nord du bassin d'Aquitaine.  
 Structural setting of North Aquitaine Basin.

3

## Morphologie des carrières étudiées

La morphologie des trois carrières souterraines étudiées est marquée par la méthode d'extraction par «chambres et piliers abandonnés». La dimension et la répartition des galeries et des piliers permet de calculer le taux de défrètement. L'épaisseur du recouvrement varie entre 3 m et 10,9 m. La contrainte verticale régnant dans les piliers est calculée par la méthode de l'aire tributaire (Allard, 1975) (tableau I).

Dans la carrière de Saint-Germain-La-Rivière, les galeries principales, les plus longues, sont orientées est-ouest ; les galeries secondaires, plus courtes, nord-sud. Le taux de défrètement moyen est de 63 % et l'épaisseur du recouvrement varie entre 3,4 m et 4,2 m.

Dans la carrière de Maison-Franche, les galeries principales sont orientées N130° ; les galeries secondaires N30°-N40°. Le taux de défrètement, de 70,6 % est très élevé, et l'épaisseur du recouvrement varie de 4,62 m à l'est à 10,86 m à l'ouest.

Enfin, la carrière de Thau présente cinq niveaux d'exploitation dont seul le niveau II, à partir de la surface, a été étudié. Les galeries principales sont orien-

tées N130°, les galeries secondaires N30°-40°. Le taux de défrètement est de 64,4 %. L'épaisseur du recouvrement augmente progressivement d'ouest (8,7 m) en est (14,45 m).

4

## Caractérisation des discontinuités

4.1

### Fractures

Dans les trois sites étudiés, les fractures sont soit d'origine tectonique (fractures anciennes dites «géologiques») soit d'origine anthropique, liées à l'exploitation des carrières (fractures récentes dites «mécaniques»). Les fractures géologiques ont une ouverture de 1 à 200 mm et sont colmatées par des sédiments internes argileux ou argilo-sableux rouges ou verdâtres remaniés depuis la surface. Souvent, leurs épontes sont colorées et présentent des traces de dissolution (karstification). Les fractures mécaniques ont une ouverture inférieure à 1 mm, avec un rapport ouverture/longueur

TABLEAU I Caractéristiques géométriques des trois carrières souterraines étudiées.  
 Geometrical parameters of three studied underground quarries.

Sites étudiés	Épaisseur du recouvrement (m)			Hauteur des piliers (m)			Section des piliers (m <sup>2</sup> )			Taux de défrètement (%)	Contrainte verticale statique (Mpa)		
	min	moy	max	min	moy	max	min	moy	max		min	moy	max
Saint-Germain-La Rivière	3,0	4,4	7,2	2,1	3,2	4,4	6,6	19,1	69,9	63,0	0,2	0,3	0,5
Thau	8,7	11,5	14,5	1,0	1,6	2,4	4,2	31,0	116,5	64,3	0,3	0,6	1,0
Maison-Franche	4,6	8,6	10,9	0,6	1,4	2,6	4,5	18,9	127,8	70,6	0,2	0,5	1,2

très élevé (> 0,005). Leurs épontes, bien tranchées et parallèles entre elles, ne présentent pas ou peu de traces de dissolution.

Assez fréquemment, des fractures géologiques colmatées sont réouvertes avec apparition de fractures dans le colmatage ou avec décollement de celui-ci des épontes. Les observations mettent en évidence deux cas de figures (Fig. 3):

- soit la fracture mécanique évolue parallèlement à la direction de la fracture géologique;
- soit la fracture mécanique est transverse à la fracture géologique.

#### 4.2

### Discontinuités

Des karsts transverses et stratiformes apparaissent au toit des galeries et à travers les piliers. Les cavités et chenaux de dissolution karstique sont de dimension centimétrique à métrique (Fig. 3). Les karsts sont la plupart du temps colmatés par des produits argileux rouges ou verdâtres et/ou un sédiment argilo-sableux ou sablo-argileux à stratification oblique lenticulaire ou chenaux. Les karsts stratiformes sont des cavités issues de la dissolution et disposées subparallèlement à la stratification du calcaire. Ils se développent, préférentiellement, dans les surfaces de discontinuités sédimentaires lesquelles délimitent des

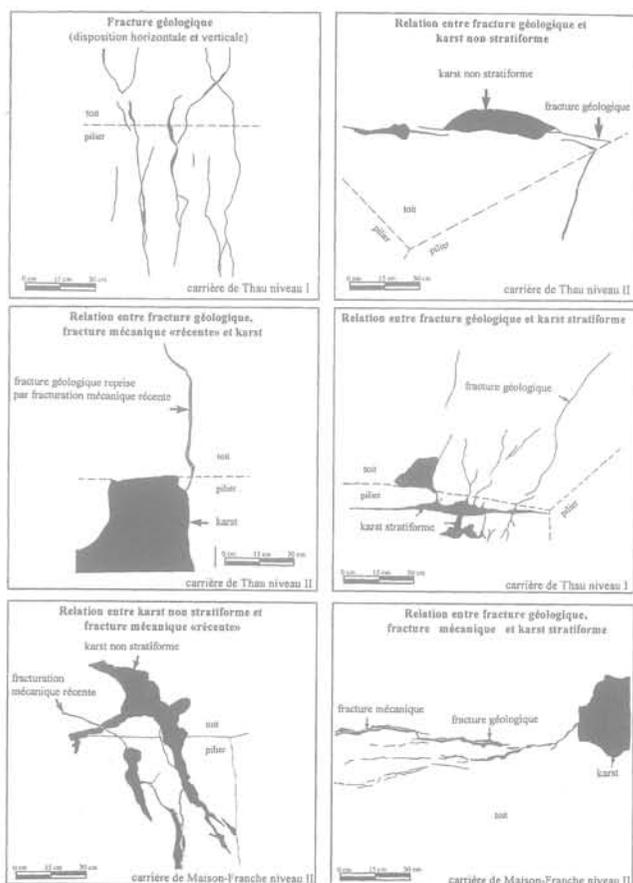


FIG. 3 Typologie et relations observées entre les fractures géologiques, les fractures mécaniques et les karstifications dans les sites étudiés.

Types and relationships observed between geological fracture, mechanical fracture and karstification in different studied sites.

corps sédimentaires d'extension horizontale métrique à décamétrique et de granulométrie grossière (calciрудite). Les karsts transverses se développent transversalement par rapport à la stratification. Ils sont aussi, généralement, colmatés par les mêmes types de sédiments.

#### 5

### Données et traitement des données

• **Acquisition et pré-traitement.** Sur le terrain, la position, la longueur apparente et la direction sont relevées sur un plan topographique au 1/200. Représentée par un segment de droite  $S(x_1, y_1 \text{ et } x_2, y_2)$ , chaque fracture est définie dans le plan d'observation (toit de la carrière) par les coordonnées de son barycentre  $g(x_g, y_g)$  (Fig. 4). Pour utiliser les données sur carte topographique, il est nécessaire de géoréférencer le plan

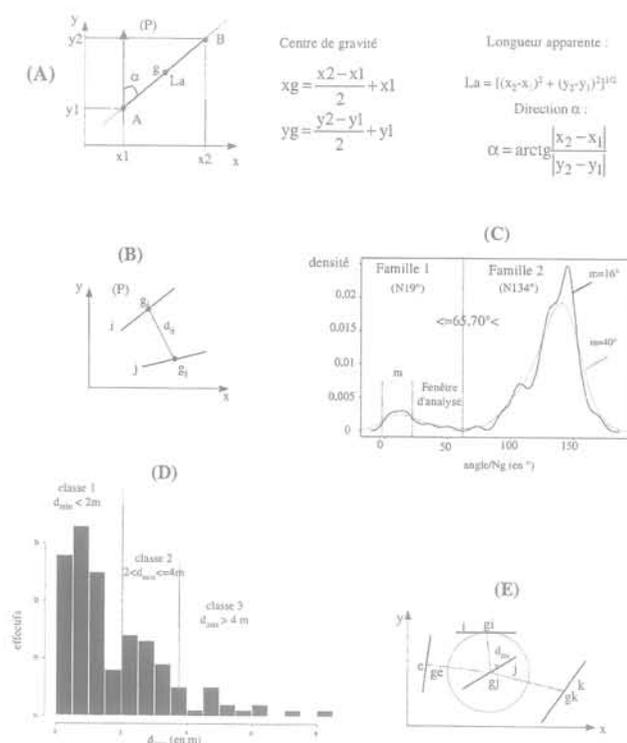


FIG. 4 Différents paramètres géométriques utilisés dans l'analyse du système de fractures :

A) Définition de la position des fractures dans le plan de la carrière.

B) Distance entre deux fractures  $d_{ij}$  dans les carrières.

C) Définition des familles de fractures par la méthode de «fenêtre mobile».

D) Exemple d'histogramme de distance  $d_{min}$  et définition des trois classes de compacité.

E) Calcul des plus proches fractures voisines. Different geometrical parameters used in the analysis of fracturing network :

A) Definition of fractures localization in quarry map.

B) Distance between two fractures  $d_{ij}$  in quarries.

C) Definition of fractures classes by the «moving window» method.

D) Example of distance histogram  $d_{min}$  and the definition of three density classes.

E) Calculation of the most fractures neighbouring.

d'observation par rapport au système de coordonnées (Lambert III pour les cartes IGN utilisées). Pour passer du système de coordonnées de la table à digitaliser à un système de coordonnées géoréférencées, les données subissent des transformations géométriques SIG (Collet, 1992). L'estimation des fonctions de transformation est réalisée par la technique des moindres carrés appliquée sur au moins trois points de contrôle ou « amers » localisés dans les deux systèmes. La transformation utilisée dans le cas présent est du type affine et comprend trois coefficients : transformation simple de translation, transformation par changement d'échelle et transformation par rotation. La résolution des transformations obtenues lors du traitement est de 0,1 m : les calculs effectués sont à  $\pm 0,1$  m près.

• **Représentativité des fractures analysées.** Le nombre de fractures analysé doit être représentatif pour la surface considérée. Pour ce faire, nous avons comparé une distribution expérimentale de points voisins (centre de gravité des fractures) à une distribution poissonnienne (Collet, 1992). Le coefficient de représentativité  $R_s$  est donné alors par la relation (1) :

$$R_s = \frac{\sqrt{n} \cdot \sum_{i=1}^n D_{obs_i}}{0,5 \cdot n \cdot \sqrt{S}} \quad (1)$$

où  $n$  est le nombre de fractures ;  $S$  ( $m^2$ ) est la surface des carrières étudiées ;  $D_{obs_i}$  (m) est la distance entre le point  $i$  et son plus proche voisin. Les valeurs calculées de  $R_s$  pour les carrières étudiées sont supérieures à l'unité, ce qui tendrait à montrer que le nombre de fractures étudiées (plus de 1000) est suffisant par rapport aux surfaces des carrières (environ 10 000  $m^2$ ).

• **Paramètres géométriques.** Plusieurs paramètres géométriques ont été calculés (Fig. 4). La longueur apparente d'une fracture ( $La$ ) est la longueur du segment de droite correspondant à l'intersection du plan de la fracture et du plan d'observation (toit de la carrière). La direction  $\alpha$  d'une fracture représentée par un segment de droite  $S(x_1, y_1 \text{ et } x_2, y_2)$ , est donnée par rapport au nord géographique. Les familles de fractures ont été définies, par rapport à leur direction, par la méthode de l'estimation de la densité de « fenêtre mobile » (Saporta, 1991). Elle consiste à construire une classe de longueur  $m$  autour de  $x$  ( $I_x = [x - m/2 ; x + m/2]$ ). On compte alors le nombre d'observations  $p_x$  appartenant à cette classe. On estime la distribution  $f(x)$  par le rapport  $p_x/p_m$ . Elle permet de construire point par point la fonction de densité  $f(x)$ . Afin d'avoir une densité symétrique, nous avons utilisé la distribution gaussienne comme fonction d'estimation de densité symétrique. La taille de la fenêtre  $m$  est choisie pour s'assurer de la stabilité des familles de fractures observées et pour détecter les familles secondaires incluses dans les familles principales (Fig. 4).

La densité des fractures peut être appliquée soit à des fractures quelconques, soit à des fractures de même famille directionnelle. Deux définitions de densité de fractures sont utilisées dans cette étude. On définit la densité surfacique et la densité linéaire. La densité surfacique  $D_{si}$  est exprimée en nombre  $N_i$  de fractures  $i$  observées dans le plan d'observation par rapport à l'unité de surface :

$$D_{si} = \frac{N_i}{S_i} \quad (2)$$

où  $S_i$  ( $m^2$ ) est la surface totale de la zone étudiée dans le plan d'observation. La densité linéaire  $D_{li}$  par unité de surface ( $m^2$ ) est définie par :

$$D_{li} = \frac{La_i}{S_i} \quad (3)$$

où  $La_i$  (m) est la longueur apparente cumulée des fractures observées dans le plan d'observation. La fréquence des fractures  $F_i$  est définie comme :

$$F_i = \frac{N_i}{N} \cdot 100 \quad (4)$$

où  $N_i$  est le nombre de fractures de la famille  $i$  ;  $N$  est le nombre total des fractures.

• **Compacité des fractures.** Dans le plan d'observation, les fractures sont plus ou moins serrées les unes par rapport aux autres. Dans le cas des fractures parallèles, l'écartement ( $e$ ) définit la distance qui sépare deux fractures voisines parallèles (Ruhland, 1973 ; Dutartre, 1982 ; Blès et Feuga, 1982). Étant donné  $n$  fractures  $i$  (de même famille directionnelle) et leur écartement moyen  $e_i$ , la compacité  $C_i$  ( $m^{-1}$ ) est définie par la relation :

$$C_i = \frac{1}{e_i} \quad (5)$$

où  $e_i$  : écartement moyen (m).

Dans le cas des fractures non parallèles, étant donné deux fractures  $i$  et  $j$  non parallèles, leur écartement est la distance  $d_{ij}$  entre leurs barycentres  $g_i$  et  $g_j$  : pour  $n$  fractures  $i$  et  $j$ , il est nécessaire de calculer la distance  $d_{ij}$  qui sépare les unes des autres. Ensuite, pour chaque fracture, la distance minimale  $d_{min}$  avec la fracture la plus proche est calculée (Figs. 4D, E). Trois classes de compacité sont définies à l'aide de l'histogramme de distribution des classes de  $d_{min}$  d'égale distance : la classe 1 de compacité forte ( $0 < d_1 \leq 2$  m) ; la classe 2 de compacité moyenne ( $2 \text{ m} < d_2 \leq 4$  m) et la classe 3 de compacité faible ( $4 \text{ m} < d_3$ ). À partir de ces classes, on trace les cartes d'isocompacité des fractures (cartes d'isodistance minimale  $d_{min}$  des fractures). Ensuite, les classes de compacité permettent de localiser les zones des carrières où les fractures ont une compacité située dans ces classes. Les résultats sont présentés sous la forme : de cartes de compacité de fractures et de tableaux analytiques des valeurs des paramètres extraites des cartes de compacité (Fig. 9).

• **Connexité d'une fracture.** Étant donné une fracture  $i$ , sa connexité est égale aux nombres de fractures  $i, j, k, l, n$  qu'elle recoupe (Fig. 5) :

- la connexité est égale à 0 si la fracture  $i$  est isolée ;
- la connexité est égale à 1 si la fracture  $i$  est sécante à une seule fracture  $j$  ;
- la connexité est égale à 2 si la fracture  $i$  est sécante à deux fractures  $j$  et  $k$  ;
- la connexité est égale à 3 si la fracture  $i$  est sécante à trois fractures  $j, k$  et  $l$  ;
- la connexité est égale à  $n$  si la fracture  $i$  est sécante à  $n$  fractures  $j, k, l, \dots, n$ .

• **Algorithme de calcul de la connexité.** Si l'on considère deux fractures  $i$  et  $j$  représentées par deux segments  $S_i(x_1^i, y_1^i, x_2^i, y_2^i)$  et  $S_j(x_1^j, y_1^j, x_2^j, y_2^j)$  et à partir de leurs équations il est possible de calculer les coordonnées  $x_s$  et  $y_s$  de leur intersection. Les segments de

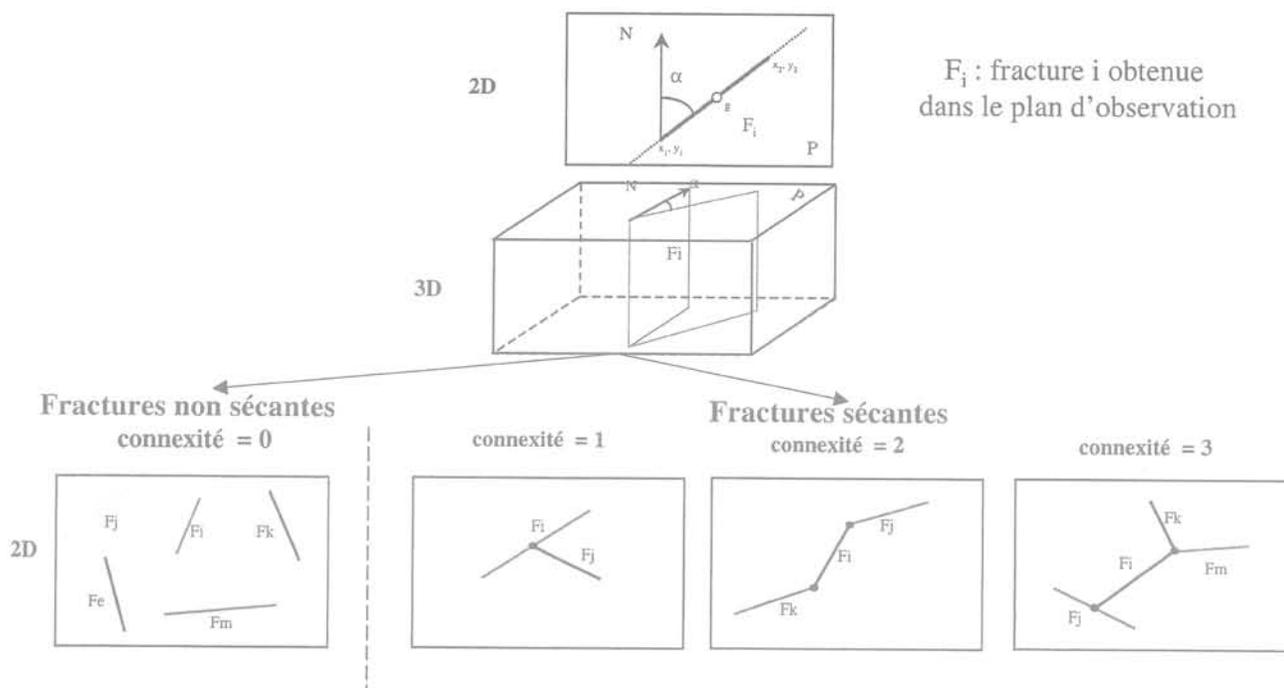


FIG. 5 Définition de la connectivité des fractures, fractures sécantes et non sécantes.  
Definition of the fracture connectivity, connected fractures and non connected fractures.

droite représentant les fractures  $i$  et  $j$  sont définis par (6) et (7) :

$$(6) \frac{y - y_1^i}{x - x_1^i} = \frac{y_1^j - y_2^j}{x_1^j - y_2^j} \quad \text{et} \quad \frac{y - y_1^j}{x - x_1^j} = \frac{y_1^i - y_2^i}{x_1^i - y_2^i} \quad (7)$$

Les coordonnées du point d'intersection ( $x_s, y_s$ ) entre les segments de droite représentant les fractures  $i$  et  $j$  sont définies par la relation suivante :

$$x_s = \frac{1}{\Delta} [(x_1^j y_2^j - x_2^j y_1^j)(x_1^i - x_2^i) - (x_1^i y_2^i - x_2^i y_1^i)(x_1^j - x_2^j)]$$

$$y_s = \frac{1}{\Delta} [(x_1^j y_2^j - x_2^j y_1^j)(y_1^i - y_2^i) - (x_1^i y_2^i - x_2^i y_1^i)(y_1^j - y_2^j)]$$

$$\text{avec } \Delta = \begin{vmatrix} y_1^i - y_2^i x_1^i - x_2^i \\ y_1^j - y_2^j x_1^j - x_2^j \end{vmatrix}$$

Le point d'intersection ( $x_s, y_s$ ) se situe à la fois sur les deux fractures (Fig. 5). Ensuite, les fractures sont classées en fractures non sécantes (connectivité nulle) et en fractures sécantes (connectivité supérieure ou égale à 1). Ainsi, il est possible de calculer pour chaque carrière, le nombre et la connectivité des fractures non sécantes et sécantes, leur fréquence respective, la longueur apparente moyenne, leur densité par unité de surface et d'établir une carte de compacité.

## 6

### Résultats

Les réseaux de fractures à Thau niveau II et Maison-Franche niveau II présentent les mêmes caractéristiques géométriques et appartiennent au même système de fractures. En effet, les fractures géologiques et

mécaniques présentent deux familles directionnelles : famille 1 (N19°) et famille 2 (N131°-134°) (tableau II, Figs. 6, 7). La famille 2 est prédominante et fortement karstifiée, elle souligne que la direction SE-NW (accidents de direction armoricaine) est également une direction de drainage karstique lors de l'émersion post-oligocène du calcaire. Dans les zones où la compacité des fractures est faible, la longueur apparente moyenne des fractures est plus grande (elle passe de 2,26 m à 2,45 m) (Fig. 7). La longueur apparente moyenne des fractures de cette famille 2 est plus élevée que celle des fractures de la famille 1.

Le réseau de fractures à Saint-Germain-La-Rivière présente des caractéristiques complètement différentes avec 4 familles directionnelles dont deux prédominantes : famille 2 (N62°) et famille 3 (N103°) (tableau II, Figs. 6, 7).

## 7

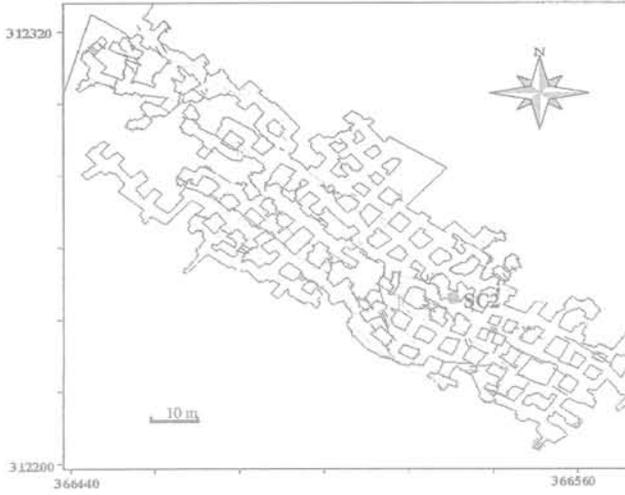
### Discussions

#### 7.1

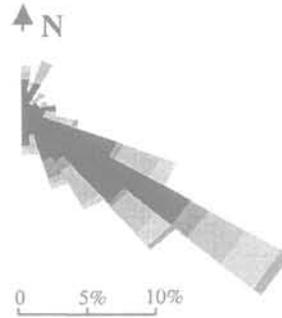
### Relation entre les familles de fractures et le contexte tectonique régional

A partir des données d'observations en carrières souterraines il n'a pas été possible de construire un tectonogramme permettant d'analyser la cinématique des familles de fractures associées aux failles et aux plis lors des mouvements tectoniques post oligocène. Seules les cartes de fractures, les cartes de compacité des fractures des différentes familles et des cartes de compacité totale des fractures sont utilisables pour rechercher des relations entre la direction des fractures locales et les directions des plis régionaux.

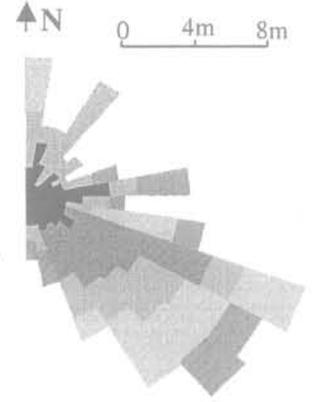
Maison Franche niveau II



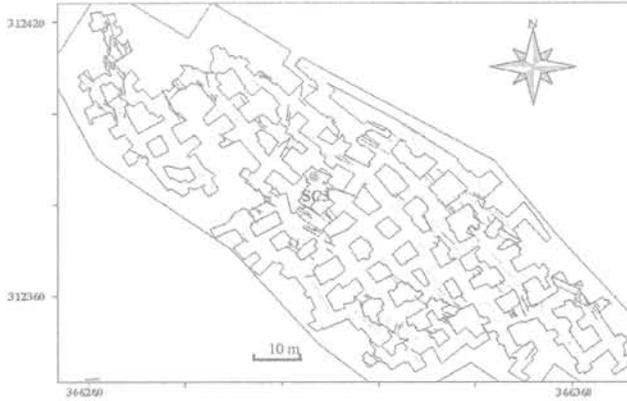
Fréquence (en %)



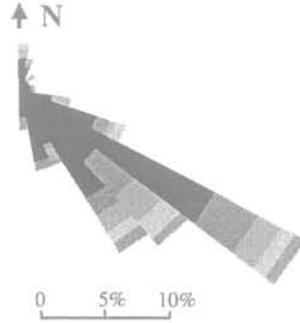
Longueur moyenne des segments (m)



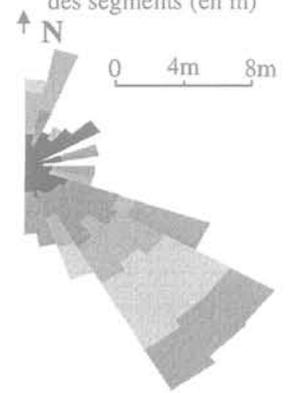
Thau niveau II



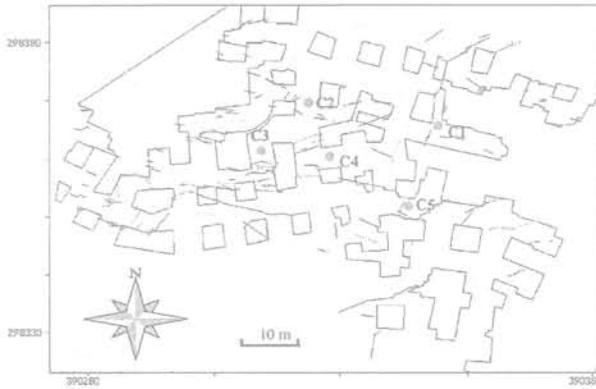
Fréquence (en %)



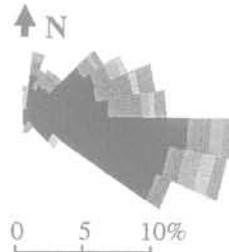
Longueur moyenne des segments (en m)



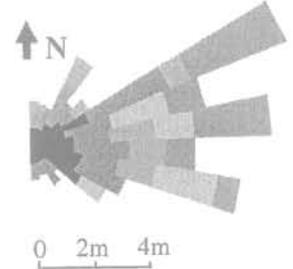
Saint Germain-La-Rivière



Fréquence (en %)



Longueur moyenne des fractures (en m)



Légende :

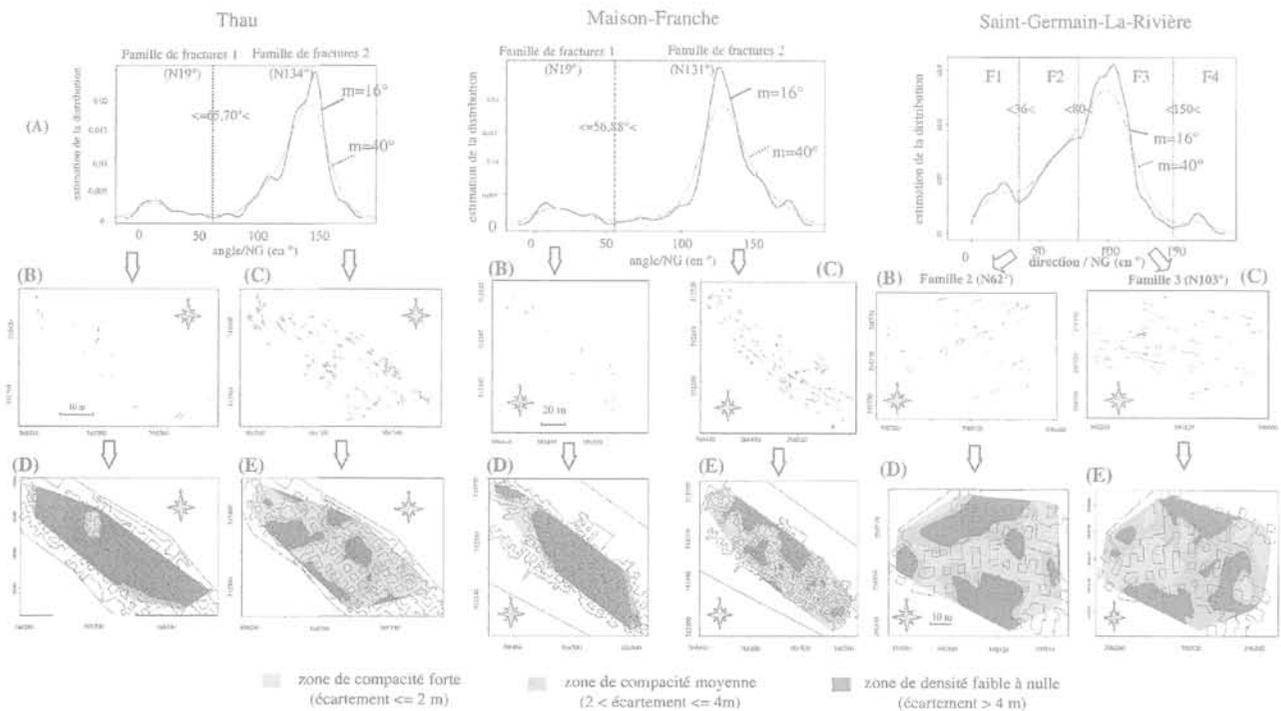
● sondage carotté ;	— fracture mécanique superposée à fracture géologique ;
— fracture géologique ;	— karst non stratiforme ;
— fracture géologique & karst non stratiforme ;	○ karst stratiforme avec ou sans argiles ;
— fracture mécanique ;	◻ pilier

FIG. 6 Répartition et caractères des fractures dans les trois sites étudiés. Distribution and characters of fractures in three studied sites.

TABEAU II

**Les caractéristiques géométriques des fractures dans les trois sites étudiés.**  
Geometrical parameters of fractures in three studied sites.

Sites	Familles	Paramètres	Minimum	Moyenne	Maximum	Écart-type	Nb. de fract.
THAU	FAMILLE 1 N19°	écartement e(m)	0,00	0,50	2,80	0,60	24
		compacité 1/e (m <sup>-1</sup> )	0,40	8,50	51,70	13,80	
		longueur (m)	0,00	2,30	9,60	1,30	
		orientation (°)	N1	N18	N52	14,43	
MAISON-FRANCHE	FAMILLE 2 N134°	écartement e (m)	0,10	0,40	3,10	0,60	230
		compacité 1/e (m <sup>-1</sup> )	0,30	31,20	548,50	108,20	
		longueur (m)	0,50	1,50	5,20	1,10	
		orientation (°)	N72	N134	N174	18,06	
SAINT-GERMAIN-LA-RIVIÈRE	FAMILLE 1 N19°	écartement e (m)	0,32	1,91	8,45	2,12	28
		compacité 1/e (m <sup>-1</sup> )	0,12	1,28	3,16	1,00	
		longueur (m)	0,29	1,74	5,25	1,12	
		orientation (°)	N0,7	N19,07	N42,59	14,00	
MAISON-FRANCHE	FAMILLE 2 N131°	écartement e (m)	0,10	0,10	0,64	0,10	225
		compacité 1/e (m <sup>-1</sup> )	1,56	56,24	1383,00	150,36	
		longueur (m)	0,57	2,35	16,43	1,74	
		orientation (°)	N59	N130	N178	18,00	
SAINT-GERMAIN-LA-RIVIÈRE	FAMILLE 1 N19°	écartement e (m)	0,00	0,70	4,10	1,00	19
		compacité 1/e (m <sup>-1</sup> )	0,20	6,00	37,40	8,90	
		longueur (m)	0,50	0,70	1,70	0,20	
		orientation (°)	N2	N19	N33	9,05	
SAINT-GERMAIN-LA-RIVIÈRE	FAMILLE 2 N62°	écartement e (m)	0,00	0,40	3,10	0,60	72
		compacité 1/e (m <sup>-1</sup> )	0,30	31,20	548,50	108,20	
		longueur (m)	0,50	1,50	5,20	1,10	
		orientation (°)	N37	N62	N79	12,0	
SAINT-GERMAIN-LA-RIVIÈRE	FAMILLE 3 N103°	écartement e (m)	0,00	0,20	3,40	0,40	142
		compacité 1/e (m <sup>-1</sup> )	0,30	52,50	645,50	107,60	
		longueur (m)	0,40	1,70	7,40	1,20	
		orientation (°)	N81	N103	N142	13,11	
SAINT-GERMAIN-LA-RIVIÈRE	FAMILLE 4 N164°	écartement e (m)	1,30	3,10	5,10	1,80	5
		compacité 1/e (m <sup>-1</sup> )	0,20	0,40	0,80	0,20	
		longueur (m)	0,50	0,50	0,60	0,10	
		orientation (°)	N151	N164	N174	37,30	



**FIG. 7** Familles de fractures (A, B, C) et cartes de compacité de fractures (D, E) des carrières de Thau, Maison-Franche et Saint-Germain-La-Rivière (m : taille de la fenêtre de filtrage).  
Fracture families (A, B, C) and their density maps (D, E) in quarries : Thau, Maison-Franche and Saint-Germain-La-Rivière (m : window size of filtering).

L'analyse comparative des cartes de compacité totale de fractures met en évidence deux résultats :

a) les fractures s'organisent sous forme de faisceaux dont l'orientation est celle des familles de fractures. A Thau niveau II, les fractures sont orientées N134° et N19°. Les fractures N134° sont plus développées que les fractures N19°. Ces deux zones de compacité de fracturation élevée délimitent une zone à faible compacité de fracturation (Fig. 7) ;

b) le passage des zones de compacité de fractures élevée aux zones de compacité de fractures moyenne puis aux zones de compacité de fractures faible correspond dans la plupart des cas, à une décroissance progressive de la longueur apparente moyenne des fractures. Ainsi, à Saint Germain-La-Rivière, la longueur apparente moyenne des fractures est deux fois plus grande dans les zones à faible compacité que dans les zones à forte compacité forte (Fig. 7).

## 7.2

### Relation entre les fractures géologiques et les fractures mécaniques

Dans les carrières de Thau niveau II et Maison-Franche niveau II, il existe une bonne corrélation entre la courbe de distribution de la direction des fractures géologiques karstifiées ou non et celle des fractures mécaniques (Fig. 8). Dans la famille de fractures N19°, le décalage est de 10 à 15° entre les fractures géologiques et les fractures mécaniques. Par conséquent, l'orientation des fractures géologiques semble avoir influencé sensiblement l'orientation des fractures mécaniques dans ces deux sites.

Dans les deux carrières, l'orientation de la famille de fractures N131° correspond à l'orientation des galeries principales. La répartition des fractures mécaniques dépend logiquement de la répartition des contraintes mécaniques dans le toit, celle-ci dépend bien sûr de la géométrie des carrières, dont en particulier l'orientation des couloirs. On constate également que la densité des fractures mécaniques est fortement liée à la valeur

des contraintes verticales dans les sites étudiés. Ainsi, à Thau niveau II l'estimation de la contrainte verticale moyenne atteint la valeur la plus forte de 0,6 MPa : la fracturation mécanique y est la plus importante. C'est aussi en particulier dans la partie Est de ce site que les contraintes mécaniques atteignent les valeurs maximales : les fractures mécaniques y sont aussi concentrées (Fig. 6).

## 7.3

### Variation de la connexité des fractures

En considérant la fréquence des fractures et la densité totale de fractures, les fractures non sécantes représentent plus de 60 % des fractures à Thau niveau II et à Maison-Franche niveau II et en moyenne 40 % des fractures à Saint-Germain-La-Rivière (Figs. 9, 10 et 11). La connexité ne dépasse pas 3 alors que la connexité égale à 2 est la plus représentée. La proportion des fractures de connexité 1 et 3 varie peu d'un site à l'autre quelle que soit la fréquence des fractures sécantes :

– 50 %, à Saint-Germain-La-Rivière ;

– 20 à 25 %, à Thau niveau II et Maison-Franche.

Les fractures de connexité élevée apparaissent essentiellement dans les zones de compacité forte des fractures non connexes (Fig. 11).

## 8

### Conclusion

Plus de 1 000 fractures réparties dans les trois carrières ont été relevées *in situ*, cartographiées et numérisées. Ces fractures affectent le calcaire oligocène d'Aquitaine dit « calcaire à astéries ». Elles ont été distinguées de deux origines, géologique et mécanique. L'analyse de ces fractures est réalisée en considérant la répartition spatiale des paramètres géométriques tels que : ouverture, longueur, direction, orientation des fractures, distribution des familles de fractures et leur écartement.

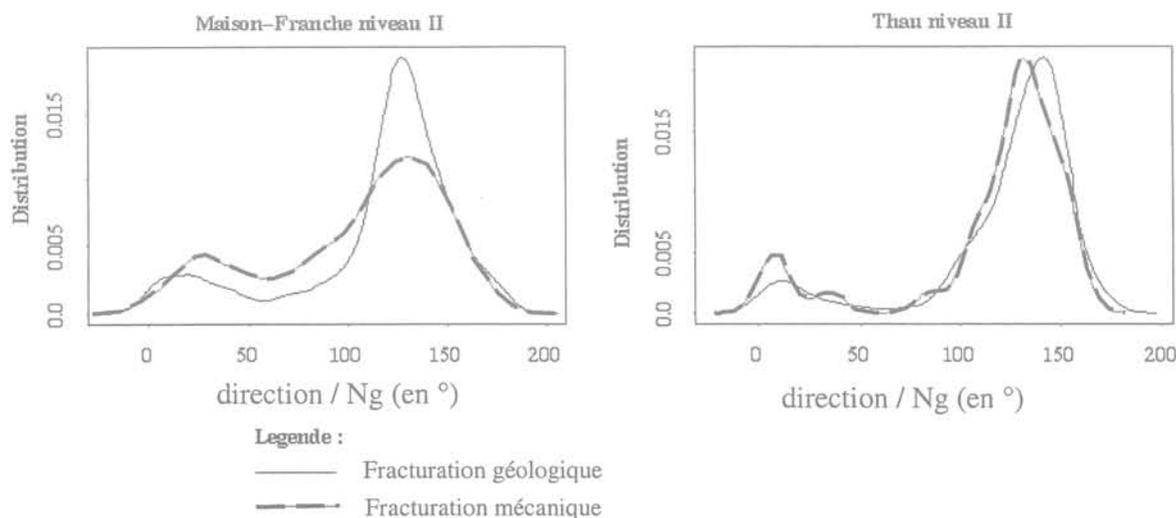


FIG. 8 Relation entre les directions des fractures géologiques et mécaniques dans les sites étudiés. Relationship between directions of geological fractures and mechanic fractures in different sites.

Maison-Franche

Thau

Saint-Germain-La-Rivière

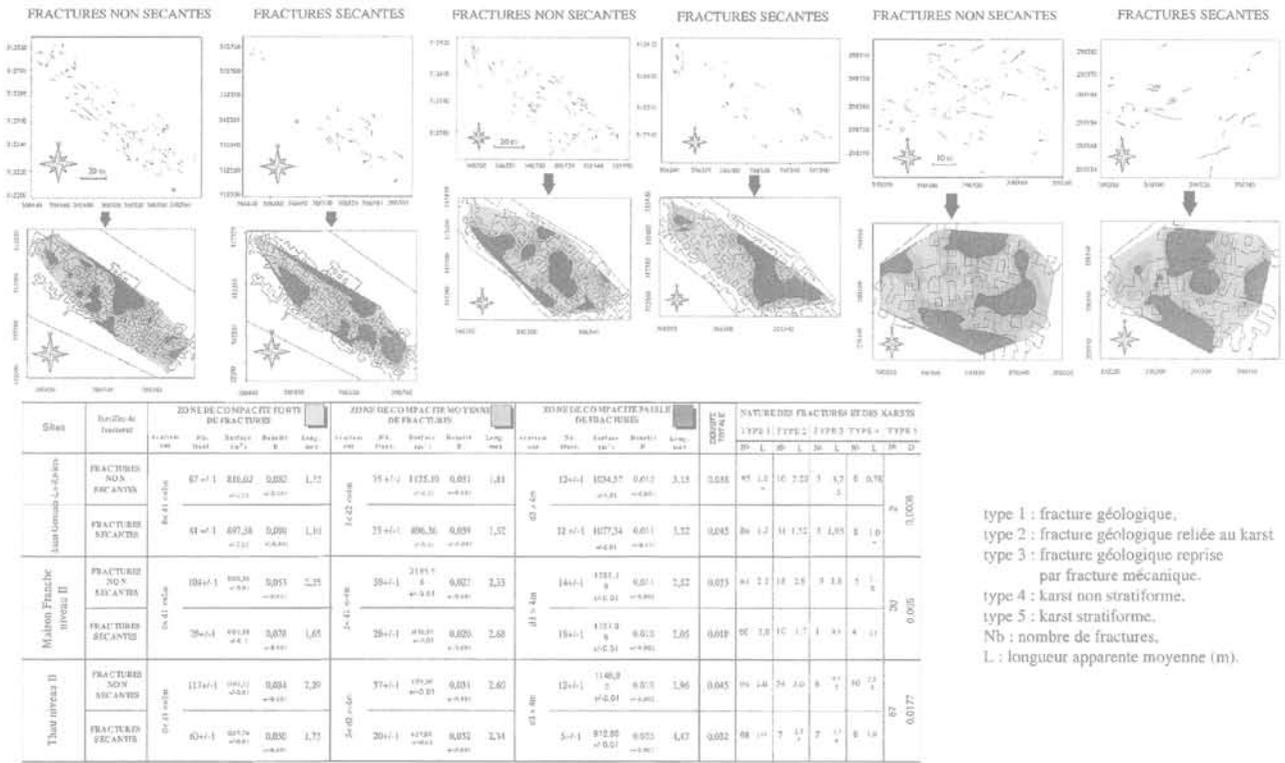


FIG. 9 Répartition, composition et cartographie des fractures sécantes et non sécantes dans les sites étudiés. Distribution, composition and mapping of connected and non connected fractures in studied sites.

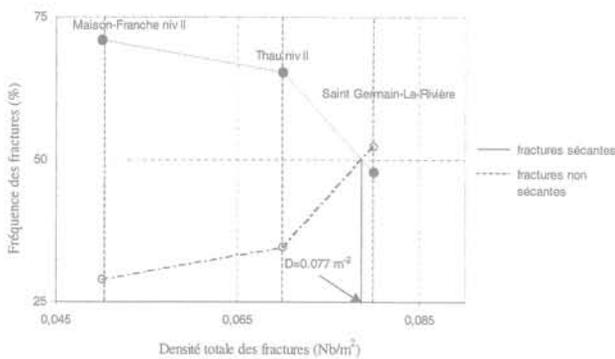


FIG. 10 Relation entre la densité totale des fractures (géologique et mécanique) et la fréquence des fractures connexes et non connexes. Relationship between total density of fractures (geological and mechanical fractures) and frequency of connected fractures and non connected fractures.

En utilisant l'analyse numérique par Systèmes d'information géographique (SIG) en mode image, nous avons établi des cartes de compacité de fractures de même famille ou de familles différentes selon un zonage à trois niveaux : zone de forte compacité, de compacité moyenne et de faible compacité. Pour

chaque zone les paramètres suivants ont été extraits : origine, nombre de fractures, écartement, longueur moyenne, fréquence et densité surfacique. Par ailleurs, la connexité des fractures a été calculée et analysée en distinguant « les fractures non sécantes » et « les fractures sécantes ». Pour chacune de ces « familles » de fractures, les paramètres suivants ont été calculés : degré de connexité, fréquence, longueur moyenne, densité surfacique et carte de compacité. Les résultats montrent une relation entre les paramètres des fractures géologiques « anciennes » et les paramètres des fractures mécaniques « récentes » (en particulier la répartition et la géométrie) et, donc un rôle des fractures géologiques dans la stabilité des carrières. Dans les cartes de compacité, les fractures s'organisent dans des champs de compacité forte dont l'orientation est celle des familles principales. Le passage des zones de forte compacité aux zones de compacité faible est accompagné par une décroissance progressive de la longueur moyenne des fractures. Les fractures de connexité élevée apparaissent essentiellement dans les zones de compacité forte des fractures non connexes.

Il est possible, ainsi, d'établir une cartographie précise de la fracturation naturelle, avec ou sans karstification, et de la fracturation anthropique et d'analyser leurs relations mutuelles. Cette analyse devait permettre la mise en évidence de zones anormales susceptibles d'être le siège d'effondrements anciens et surtout potentiels.



FIG. 11 Fractures non connexes et connexes dans la carrière de Thau niveau II.  
Non connected fractures and connected fractures in quarries of Thau.

## Bibliographie

- Allard J.F. – *Méthode adoptée dans le Sud-Ouest de la France pour l'étude de la stabilité des carrières souterraines*. Thèse de doctorat de 3<sup>e</sup> cycle, Bordeaux 1, 1975, 171 p.
- Blès J.L., Feuga B. – *La fracturation des roches ; 1. notions de mécanique des roches ; 2. les fractures naturelles, observation et interprétation*. BRGM, série « Manuels et méthodes », n° 1, 1981, 123 p.
- Blès J.L., Gros Y. – « La fracturation du granite de Bassiès (Pyrénées ariégeoises, France). Chronologie des phases tectoniques, évolution des fractures ». *Bull. Soc. Géol. France*, tome 22, n° 3, 1980, p. 377-390.
- Beaufrière C. – *Influence des facteurs géologiques et mécaniques sur l'évolution de la stabilité de quatre carrières souterraines exploitant le calcaire oligocène en Gironde*. Thèse de doctorat d'État, Université de Bordeaux 3, 1986, 407 p.
- Bodin J., Razack M. – « L'analyse d'image appliquée au traitement automatique de champs de fractures. Propriétés géométriques et lois d'échelles ». *Bull. Soc. Géol. France*, n° 4, 1999, p. 579-593.
- Bourgine B., Chiles J.P., Castaing C. – « Simulation d'un réseau de fractures par un modèle probabilistique hiérarchique ». École nationale supérieure des mines de Paris, *Cahiers de géostatistique*, 1995, p. 81-96.
- Brière G., Razack M. – « Méthode informatique pour l'étude sur clichés aériens de la fracturation des magasins aquifères fissurés ». *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 232, 1982, p. 131-142.
- Cerepi A. – *Milieu poreux matriciel, fractures et teneur en eau d'un calcaire en zone de diagenèse météorique : calcaire à astéries « pierre de Bordeaux », Oligocène (France)*. Thèse de doctorat de 3<sup>e</sup> cycle, Université de Bordeaux 3, 1997, 380 p.
- Collet C. – *Systèmes d'information géographique en mode image*. Lausanne, Presses polytechniques et universitaires romandes, 1992, 182 p.
- Delay F., Bracq P. – « A vectorial method for the study of the spatial distribution of morphological features applied to needs of hydrogeology ». *Computers and Geosciences*, 19, 1993, p. 965-980.
- Dutartre P. – *Étude de la fracturation du granite de la Margeride (région de Saint-Alban-sur-Limagnole, Lozère)*. *Géométrie, cinématique, densité des fractures*. Thèse de doctorat de 3<sup>e</sup> cycle, Université de Paris 6, 1982, 344 p.
- Jourde H., Bideaux P., Pistre S. – « Modélisation des écoulements en réseaux de fractures orthogonales : influence de la localisation du puits de pompage sur les rabattements ». *Bull. Soc. Géol. France*, t. 169, n° 5, 1998, p. 635-644.
- Mani J., Broquet P., Ramproux N. – « Rôle de la fracturation dans la détermination de la conductivité hydraulique des calcaires. Apport des méthodes directes et indirectes ». *Bull. Soc. Géol. France*, t. 169, n° 6, 1998, p. 765-773.
- Pratviel L. – *Essai de cartographie structurale et faciologique du bassin sédimentaire Ouest Aquitaine pendant l'Oligocène*. Thèse de doctorat d'État, Université de Bordeaux 1, tomes I et II, 1972, 632 p.
- Ruhland M. – « Méthodes d'études de la fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux ». *Sc. Géol. Bull.*, 1973, p. 91-113.
- Saporta G. – *Probabilités, analyse des données statistiques*. Paris, Technip, 1991, 493 p.

# L'organisation du travail en géotechnique : développement, normalisation et artisanat

**J.-P. MAGNAN**

Laboratoire central  
des ponts et chaussées  
58, bd Lefebvre  
75732 Paris Cedex 15

## Résumé

Cet article examine les raisons qui conduisent à considérer la géotechnique comme un métier autant qu'une collection de disciplines scientifiques. Ce métier ne peut être découpé en tâches élémentaires et s'apparente par beaucoup d'aspects à l'artisanat. Cela conduit à des conditions spéciales pour l'exercice de professions qui peuvent être séparées dans d'autres domaines : enseignants et chercheurs doivent maîtriser l'exercice du métier géotechnique. Les normes tiennent compte aussi des spécificités de la géotechnique et laissent une large place à la responsabilité individuelle des géotechniciens.

## Organisation of labour in geotechnical engineering : development, standardisation and craftsmanship

## Abstract

This paper discusses the reasons why geotechnical engineering should be considered as a craft as much as a collection of scientific disciplines. This type of activity cannot be split into elementary tasks and it has many common features with craftsmanship. This results in a profession, which cannot be divided, as it is possible in other fields: teachers and research workers must have a thorough knowledge of geotechnical engineering and leave much room for the personal responsibility of geotechnical engineers.

*NDLE: Les discussions sur  
cet article sont acceptées  
jusqu'au 31 décembre 2002.*

*"Because nature is infinitely variable, the geological aspects of our profession assure us that there will never be two jobs exactly alike. Hence we need never fear that our profession will become routine or dull. If it should, we would not be practising properly."*  
(Presidential address, 8th ICSMFE, Moscow, 1973, 4.1, 156-159).

## Préambule

Cet article suggère une réponse globale à diverses interrogations sur l'avenir de la profession géotechnique : dans ses relations avec la société, dans ses relations avec le monde économique, dans ses relations avec les autres professions du génie civil, de l'environnement, de l'industrie des mines et du pétrole, dans les relations entre les métiers d'enseignants, chercheurs, concepteurs, experts... qui sont parfois distingués en son sein. Il répond aussi à l'inquiétude de nos collègues des bureaux d'études comme des entreprises, du fait que l'organisation économique entraîne un découpage d'activités dont l'interpénétration a toujours été un facteur essentiel de succès et de progrès. Une émission consacrée à John Ford, à Frederick W. Taylor et à l'organisation scientifique du travail a suggéré une clé de lecture : l'organisation du travail avec un modèle qui, tout compte fait, paraît le plus proche de nos besoins : l'artisanat. Cela a conduit ensuite à analyser l'adéquation de ce modèle à la réalité de la géotechnique et comment il interagit avec le développement et la codification en cours des activités d'essais, de calcul et d'exécution des travaux. Le lecteur ne trouvera pas dans ce texte de commentaires détaillés du champ de la géotechnique, car il traite plus du métier de géotechnicien que de la géotechnique. Si les exemples présentés concernent plutôt les projets d'ouvrages, dans la problématique générale de l'Eurocode 7, la situation est identique pour la géotechnique appliquée aux risques naturels, où l'expérience joue aussi un rôle décisif dans la compétence des géotechniciens et où le retour d'expérience est d'une importance majeure. Elle l'est aussi, de façon générale, pour la géologie de l'ingénieur.

1

## Quelques définitions

Même si réfléchir sur l'organisation du travail n'est pas une activité scientifique au sens usuel du terme, notre raisonnement suivra la même démarche générale : définir l'objet de l'étude, puis l'analyser de différents points de vue. Deux définitions peuvent être utiles à la compréhension de notre discours et nous poursuivrons par l'énumération de quelques tendances actuelles qui influencent le fonctionnement de la géotechnique, en France et dans les pays qui sont organisés de façon comparable.

1.1

### Géotechnique

La première définition est celle du mot géotechnique. Pour nous, c'est un champ d'activité profession-

nelle, correspondant aux mots anglais *geotechnical engineering* et que l'on aurait pu aussi appeler « génie géotechnique ». La géotechnique recouvre aussi bien les études expérimentales que les études théoriques, la conception et l'exécution des ouvrages, les interactions des sols et des structures, la reconnaissance des sites, les études de matériaux naturels, les risques naturels, les problèmes de pollution des sols... A ce titre, elle utilise les outils de la mécanique des sols, de la mécanique des roches et de la géologie de l'ingénieur. Ses voisins sont la science du sol, proche de l'agriculture et intéressée par le premier mètre de la croûte terrestre, et les génies pétrolier et minier, qui ont des objets plus profonds.

La géotechnique porte un double regard, à la fois naturaliste et mécanique, sur ses objets : elle utilise et développe des modèles mécaniques, mais pour des matériaux naturels qu'elle ne peut complètement caractériser et qui sont souvent perturbés par l'exécution des travaux. La géologie contribue à la compréhension des sites des études et des propriétés physico-chimiques et mécaniques des sols et des roches. L'observation et l'analyse du comportement des sites et des ouvrages ont une importance décisive pour la validation des méthodes de conception et de construction, qui évoluent rapidement avec le progrès technique.

C'est à dessein que nous n'utilisons pas les mots de « géomécanique », parce que l'individualisation des analyses issues de la mécanique théorique ne nous paraît pas souhaitable hors du contexte de la géologie et du réel, ni de « géomatériaux », dont l'invention pour regrouper des matériaux naturels avec des matériaux issus de processus industriels ne nous paraît pas fondée, ni de « poromécanique » ou « mécanique des milieux poreux », qui désignent une branche formalisée de la mécanique des milieux continus déformables dont le développement est intégré depuis longtemps à la mécanique des sols.

1.2

### Artisanat et taylorisme

Nous avons consulté quelques dictionnaires pour comparer des définitions de ces termes. On trouve à « Taylor », dans le *Petit Robert 2* : « Il fut, sinon l'initiateur du travail à la chaîne, du moins le promoteur de l'organisation scientifique du travail industriel (taylorisme) ; celle-ci suppose (citation de G. Friedman) *l'utilisation maximale de l'outillage, la spécialisation stricte et la suppression des gestes inutiles*, ainsi qu'un système de primes pour inciter l'ouvrier au rendement. Cette méthode favorisa l'augmentation de la production, mais conduisit sous le couvert de la simplification et de l'économie des gestes à dépouiller les tâches de connaissances professionnelles, de qualification, d'initiative.

L'artisan est défini par le dictionnaire usuel Quillet-Flammarion (1963) comme « celui qui exerce un métier manuel, un art mécanique pour son propre compte » ou « ouvrier qualifié qui travaille chez lui » et par le dictionnaire Hachette (Bibliorom Larousse) 2000 comme « personne qui exerce pour son propre compte un art mécanique ou un métier manuel ». L'artisanat est « la profession d'artisan ou l'ensemble des artisans » (Quillet-Flammarion) ou « la profession d'artisan, l'ensemble des artisans, la technique de l'artisan ou la production artisanale » (Hachette). L'art à son tour est défini comme « application d'un ensemble de connais-

sances théoriques et techniques à une réalisation pratique» (Quillet-Flammarion) ou «ensemble de connaissances, de techniques nécessaires pour maîtriser une pratique donnée» (Hachette).

Mais on trouve dans un dictionnaire plus ancien (*Nouveau petit Larousse illustré*, 1929) une définition de l'artisan qui correspond mieux au sens que nous donnons à artisanat dans le titre du présent document : «homme de métier», avec cette idée que la géotechnique doit être d'abord pensée comme un métier. Le métier est défini dans ce dictionnaire comme «toute profession manuelle ou mécanique» ou «une profession quelconque».

L'opposition de l'artisanat à l'organisation scientifique du travail n'est pas fortuite. L'artisanat repose sur la compétence professionnelle de l'artisan et la maîtrise complète de son art. Le perfectionnement des outils dans la perspective de l'artisanat se traduit par plus de souplesse et de plus grandes possibilités d'adaptation à des situations différentes. A l'opposé, le développement des machines dans la perspective de l'organisation du travail s'intègre dans une conception spécifique des produits du travail, permettant de produire en grand nombre des objets tous identiques, avec des opérateurs successifs ne connaissant pas l'ensemble du processus : les machines se perfectionnent mais pour des tâches qui restent prédéfinies. Les deux modes de production peuvent coexister, suivant la nature des objets à produire, mais ils restent marqués par des logiques différentes.

L'affinité de l'artisanat et de la géotechnique trouve son origine dans la nature même des études géotechniques, qui ne portent jamais deux fois sur le même objet, et dans le rôle essentiel de l'expérience comme élément fondateur de la compétence du géotechnicien. Elle illustre le fait que l'étude géotechnique n'est pas un produit industriel, même si certaines parties du travail peuvent être organisées de façon industrielle.

2

## Tendances actuelles

Ce panorama introductif ne serait pas complet sans un inventaire des éléments qui conditionnent la situation et l'évolution actuelle de la géotechnique. Cet inventaire est partiel, parce qu'il s'applique d'abord au contexte français, mais beaucoup de points sont communs à la géotechnique internationale.

La première constatation est que les décideurs ont perdu la conscience des contraintes de la nature. Le progrès technologique donne l'impression que tout problème géotechnique peut être traité rapidement, à condition de mettre en place le financement nécessaire. La géotechnique ne reçoit plus d'attention particulière dans les projets.

La deuxième constatation est que la gestion intégrée des projets (maîtrise d'ouvrage, maîtrise d'œuvre, bureau d'études, surveillance du chantier), qui a fait la force de l'ingénierie (publique) française au cours des cinquante dernières années et permis un développement remarquable des entreprises, confrontées à des clients-partenaires compétents et forts, a été fortement contestée pour des motifs non techniques, au profit d'une contractualisation détaillée, qui nécessite de découper le processus de conception et de réalisation des travaux en une série de marchés successifs avec

appel méthodique à la concurrence : ainsi, il n'est pas rare que les géotechniciens de la phase des travaux n'aient jamais été mêlés à la conception de l'ouvrage. Toutefois, la pratique des marchés globaux, incluant la conception et la réalisation du projet, offre de nouvelles perspectives, s'il est possible d'y inclure des opérations de gestion du retour d'expérience pour l'ensemble de la communauté géotechnique.

La troisième constatation est que nous sommes entrés dans une période de suspicion généralisée où l'on perfectionne les règles juridiques pour mieux surveiller les relations entre les acteurs économiques et ce qui est ressenti dans les milieux économiques comme les conditions normales de concurrence. Ces règles juridiques ont pour effet de limiter les relations techniques permanentes entre acteurs économiques, ce qui n'est pas favorable au maintien et au développement de l'expérience technique, dont nous avons déjà suggéré l'importance en géotechnique.

Dans le contexte français, on observe ainsi une évolution de l'organisation vers la spécialisation de «boîtes fonctionnelles», chargées de parties de projets et communiquant par des contrats de plus en plus normalisés.

Par ailleurs, l'affirmation du métier de chercheur, par opposition à celui d'ingénieur, c'est-à-dire de spécialiste qui n'est pas partie du processus de production, a conduit à la montée en puissance d'un cadre de recherche où, par principe, le jugement des pairs devient la référence de base et peut remplacer totalement le jugement autrement plus rigoureux de la pratique et du réel. Pour la géotechnique, cette situation est préoccupante.

Enfin, on observe une contestation parallèle, bien que d'origine différente, des structures publiques qui assuraient, pour le bien de tous, une liaison volontariste entre les différents métiers, outils et compétences du monde de la construction.

3

## Deux situations différentes : géotechnique et structures

Pour faire sentir la particularité de la géotechnique parmi les activités des ingénieurs, il nous a paru utile de la comparer à un autre champ professionnel du monde de la construction, qui est la conception et le calcul des structures. Cette comparaison s'appuie sur des réflexions menées il y a quelques années, lors de la discussion des règles générales du système des Eurocodes structuraux (normes européennes de justification des ouvrages dans le domaine du bâtiment et du génie civil). Il nous avait en effet fallu expliquer à nos collègues issus du monde des structures pourquoi il fallait donner à la géotechnique des ouvertures particulières par rapport au corps de règles qu'ils s'étaient assez unanimement imposées.

Les difficultés rencontrées lors de la préparation des règles communes pour le calcul des structures et le calcul géotechnique en Europe (Eurocodes structuraux) sont illustrées par les schémas des figures 1 et 2, qui décrivent les raisons de la «différence géotechnique».

Le calcul des structures s'appuie sur un ensemble de règles, enseignées en France sous le nom de «résis-

tance des matériaux» et complétées par des règles de construction issues de l'expérience. Les propriétés des matériaux sont spécifiées, les charges sont définies de façon séparée et le tout est considéré comme raisonnablement étalonné par rapport à la réalité.

Pour la conception et l'exécution des structures, on comprend donc que l'on puisse isoler des blocs dans le schéma de la figure 1 et les laisser se développer de façon séparée. Cela provient notamment de l'existence depuis les années 60 d'un code modèle européen pour le béton, qui a unifié le formalisme des calculs et a servi de base à l'élaboration de codes nationaux appuyés sur :

- un ensemble unifié de règles de calcul et de dimensionnement ;
- une description semi-probabiliste des charges appliquées aux structures ;
- un mode de caractérisation des matériaux de construction qui s'appuie sur une probabilité contrôlée que leurs propriétés physiques et mécaniques soient moins favorables (plus faibles ou plus fortes) que la valeur spécifiée ;
- des règles ou spécifications supplémentaires issues de la pratique de la construction, et
- un ensemble d'essais d'étalonnage en vraie grandeur sur des structures entières ou des éléments de structures.

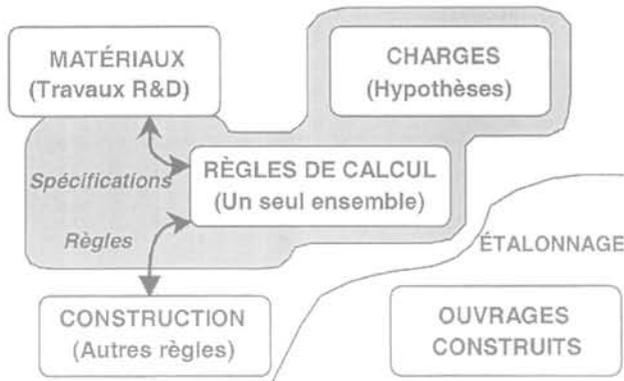


FIG. 1 Schéma des méthodes de dimensionnement des structures.  
Schematic framework for structural design methods.

Si nous examinons maintenant la pratique de la géotechnique (Fig. 2), il apparaît que les principales différences par rapport au calcul des structures concernent les règles de calcul (dimensionnement) et la description (ou prescription) des matériaux :

- les géotechniciens ont développé beaucoup d'approches différentes pour le dimensionnement des différents types d'ouvrages de la géotechnique, sur la base d'essais de laboratoire et d'essais en place. Certaines de ces méthodes de dimensionnement sont utilisées dans le monde entier, d'autres ne sont connues que localement, mais elles ne peuvent être éliminées pour cette seule raison, surtout quand elles ont été incorporées dans des normes ou codes nationaux. D'autre part, chaque méthode s'appuie sur une expérience locale ou internationale qui compte beaucoup dans sa justification : l'application pratique ne peut être isolée de la définition des règles de calcul ;

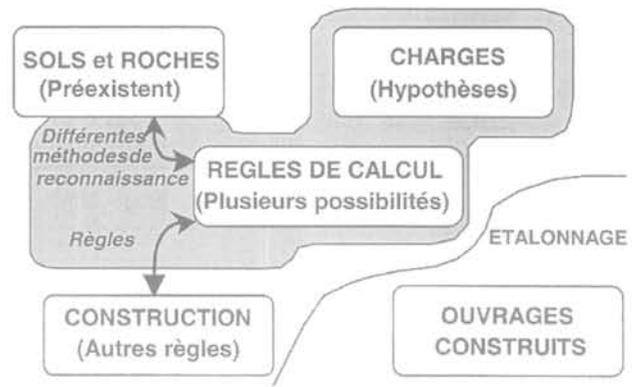


FIG. 2 Schéma des méthodes de dimensionnement des ouvrages géotechniques.  
Schematic framework for geotechnical design methods.

- à la différence de l'acier ou du béton, les sols et les roches sont déjà présents sur les sites de construction et ils ne peuvent être étudiés que partiellement. Chaque site est unique. Personne ne peut certifier que la stratification et les propriétés géotechniques du terrain sur un site sont identiques à celles du site voisin.

Ceci a au moins trois conséquences :

- la première est que les codes de géotechnique donnent d'habitude des règles de reconnaissance des sites plutôt que des prescriptions sur les valeurs des paramètres de calcul. Lorsqu'un ingénieur en structures décide de choisir un béton de type B45, il n'a pas à tester le béton, ni même à se préoccuper de la façon dont il va être fabriqué, ni où : il sait précisément que le béton qui sera utilisé pour la construction aura des propriétés mécaniques bien définies, avec une probabilité limitée d'avoir des valeurs inacceptables. Au contraire, lorsqu'un ingénieur géotechnicien doit décider des valeurs de calcul des propriétés d'un sol ou d'une roche, il doit utiliser un très petit nombre de résultats d'essais, qui ne sont pas toujours fiables, et toute autre information qu'il peut trouver sur le site, comme des données géologiques ou des expériences locales : en général, il ne sait pas de combien les valeurs de calcul choisies s'écartent des valeurs optimales, mais il sait seulement que sa façon usuelle de procéder est assez sécuritaire ;

- la deuxième conséquence est que l'étalonnage des méthodes de dimensionnement est plus compliqué que pour les structures ou éléments de structures en béton ou en acier : comme les sites de construction ne sont pas identiques et, de plus, ne peuvent être parfaitement connus, la fiabilité d'une procédure de dimensionnement (qui inclut la reconnaissance du sol, la méthode de calcul et l'interprétation des résultats du calcul) ne peut être estimée sans tenir compte des incertitudes sur les propriétés des sols ni de la capacité de l'ingénieur à choisir des valeurs adéquates des paramètres de calcul. Pour cette raison, un grand nombre d'expérimentations est nécessaire pour l'étalonnage de chaque méthode de dimensionnement (*méthode de reconnaissance x méthode de calcul*) ;

- la troisième conséquence est que la conception des ouvrages ne peut généralement être garantie indépendamment de la réalité des terrains que l'on découvre lors du chantier. La méthode dite « observationnelle », dont l'utilisation est recommandée par tous les maîtres de la géotechnique pour les ouvrages com-

plexes, traduit cette interaction forte entre la conception, l'exécution et la réalité des terrains lors des travaux, qui implique le concepteur géotechnicien, le maître d'œuvre, le maître d'ouvrage et l'entreprise de travaux.

Ces observations justifient la revendication des géotechniciens de ne pas être pris dans un système de boîtes indépendantes (« essais sur les matériaux », « règles de calcul », « conception », « exécution ») gérées par des appels d'offres indépendants. La sécurité et l'optimisation technique et économique des ouvrages ne peuvent être obtenues si l'on interdit les interactions entre la reconnaissance des sites, la conception des ouvrages et les observations faites lors des travaux. Il devrait y avoir, pour chaque ouvrage, un contrat d'étude et d'assistance géotechnique, conclu par la maîtrise d'ouvrage et s'imposant à tous les autres intervenants du projet et des travaux, éventuellement complété par des prestations partielles, contrôlées dans le cadre du contrat général.

4

## La géotechnique est un artisanat

Il n'existe pas de textes en français sur la nature et les missions de la profession géotechnique. Rien de comparable avec, par exemple, l'œuvre de Ralf B. Peck, qui a suscité l'enthousiasme de nombreux jeunes ingénieurs pour ce métier (Dunnicliff et Deere, 1984). Il faut donc rechercher dans notre expérience collective les fondements d'une conception de notre métier de géotechnicien.

Nous avons l'habitude en France, depuis plus de cinquante années, d'avoir des bureaux d'études géotechniques intégrant, sous des cadres juridiques divers, des équipes de sondage et des laboratoires d'essais. Ces structures publiques (EdF, Laboratoires des ponts et chaussées) ou privées (CEBTP, Sociétés de Louis Ménard, Fondasol, Simecsol, Sols-Essais...) ont participé activement, par la pratique et la recherche-développement, à la montée en puissance (et en compétence) de la géotechnique française et à sa reconnaissance internationale. La caractéristique essentielle de ces organismes a été leur capacité à couvrir l'ensemble du champ de la recherche, du développement de théories et de matériels à l'expérimentation, et de l'application dans les projets : un champ d'activité complet pour le géotechnicien et une activité d'ingénieur au sens noble du terme, dans tous ses aspects de création et d'action.

Nous avons eu aussi, pendant la même période, un autre groupe d'activités de recherches théoriques, d'origine universitaire, ayant ses fondements dans la tradition française d'excellence en mathématique et en mécanique, mais sans relations avec la pratique et dont l'influence sur cette pratique a été faible, autant que l'on puisse l'évaluer.

Actuellement, la prééminence des structures économiques sur l'organisation technique de la société favorise la création d'unités économiques comparables aux « boîtes » dont nous avons déjà parlé : la boîte de la maîtrise d'ouvrage, la boîte des bureaux d'études, la boîte des entreprises de sondages, la boîte des entreprises de travaux, la boîte des contrôleurs techniques, la boîte des enseignants, la boîte des chercheurs..., chacune avec son champ de compétence, ses règles et ses personnels.

Cette évolution est contraire aux besoins de la géotechnique, dont les progrès (et même la survie) ne peuvent venir que d'une connaissance complète du champ géotechnique, et du perfectionnement de ses acteurs par la pratique et l'accumulation d'expérience. C'est en ce sens que la géotechnique se compare le mieux avec l'artisanat : chaque géotechnicien est un artisan, qui dispose d'outils plus ou moins complexes, mais dont il décide lui-même de l'usage pour élaborer un projet dont il est responsable, sur un site particulier et pour un ouvrage souvent unique. Les règles dont se sont dotés les géotechniciens au cours des années vont d'ailleurs dans ce sens.

5

## Géotechnique et normalisation

A part quelques exceptions, comme le Fascicule 62-Titre V applicable au calcul des fondations dans les marchés publics en France (1993), les textes régissant la pratique de la géotechnique sont plus des recueils d'indications sur les moyens que des textes édictant des règles précises. D'ailleurs, l'essentiel des règles de la géotechnique est contenu dans des recommandations ou des « codes de bonne pratique ».

Le texte en préparation de l'Eurocode 7 (future norme européenne EN 1997-1, prévue pour 2003) respecte cette orientation générale et exprime dès son début des préoccupations de compétence du personnel qui sont la traduction en langage de normalisation de l'affirmation que la géotechnique n'est pas l'application automatique de règles et de recettes, mais nécessite de l'expérience. Il n'a pas été possible d'écrire que la géotechnique devait être pratiquée par des géotechniciens expérimentés, mais c'est le sens de ces phrases. On lit dans la section 1 « Généralités », paragraphe 1.4 « Hypothèses » que :

1) Les dispositions de cette norme sont fondées sur les hypothèses suivantes. Les utilisateurs de la norme feront leur possible pour assurer que :

- les données nécessaires au calcul ont été collectées, enregistrées et interprétées par des personnels possédant une qualification adéquate ;
- les ouvrages sont conçus et calculés par des personnels possédant une qualification et une expérience adéquates ;
- des relations et communications adéquates existent entre les personnels impliqués dans la collecte des données, la conception, le calcul et la construction ;
- une surveillance et un contrôle de qualité adéquats sont assurés dans les usines de préfabrication, les installations de chantier et sur le terrain ;
- l'exécution est effectuée conformément aux normes et spécifications applicables, par des personnels ayant les capacités et l'expérience appropriées ;
- les matériaux de construction et les produits sont utilisés selon les spécifications de l'Eurocode 7-1 ou des textes applicables aux produits ou matériaux concernés ;
- l'ouvrage sera entretenu correctement pour durer pendant toute sa durée de service prévue ;
- l'ouvrage sera utilisé comme prévu dans le projet.

2) Ces hypothèses doivent être prises en compte à la fois par le concepteur et par le client (maître d'ouvrage). Pour lever tout doute, la vérification de ces hypothèses devrait être notée par écrit, par exemple dans le rapport de calcul géotechnique...

Plus généralement, la normalisation de la géotechnique, considérée comme un métier, n'est pas plus facile à faire que celle de la médecine, autre profession où le spécialiste doit formuler un diagnostic et proposer des actions sur la base d'indices externes, sans pouvoir disséquer l'objet de son étude.

Si l'on considère que la normalisation a pour mission de définir les caractéristiques d'objets ou d'opérations que l'on pourra ensuite échanger et vendre, la longue liste des normes géotechniques françaises ou étrangères témoigne de la diversité des essais, des ouvrages et des techniques de réalisation que le géotechnicien doit connaître et peut utiliser. Mais l'expérience que l'on peut tirer des expertises, études de projets ou observations faites sur des ouvrages montre que les normes restent un outil qui ne garantit pas que l'ouvrage construit sera adapté à son usage. Le processus de conception géotechnique suit en effet un cheminement en trois étapes :

– la première étape est la reconnaissance du site. Elle comporte la visite du terrain, des levés géologiques, des sondages, des essais en place et en laboratoire, des reconnaissances géophysiques et produit un modèle géotechnique du site qui sert de base pour la conception de l'ouvrage ;

– la deuxième étape est la conception et la justification de l'ouvrage. Elle utilise l'expérience (la connaissance des modèles d'ouvrages courants ou exceptionnels) et la créativité de l'ingénieur, plus des outils et règles de justification ;

– la troisième étape est celle du suivi des travaux, qui permet de valider le projet ou de le modifier pour tenir compte de la réalité du site. Les outils du géotechnicien sont alors l'observation visuelle, les mesures de déplacements et de pressions dans le terrain et dans les ouvrages.

On sait normaliser les procédures d'essai, les règles de calcul, l'exécution des travaux, même si cela n'est pas encore fait complètement. Mais on ne sait pas définir *a priori* le processus intellectuel qui permet de construire le modèle géotechnique du site et de l'ouvrage. Le modèle géotechnique dépend des informations qu'il a été possible de rassembler sur le site et de la compétence (de l'expérience) du géotechnicien. La recherche d'informations sur le site a souvent un coût élevé, car les matériels de sondage et d'essai sont des machines complexes et chères et ces prestations prennent aussi du temps et elle doit se faire au stade des études. L'organisation du financement des opérations de construction est mal adaptée aux besoins de la géotechnique. Au stade des études, les budgets sont peu importants et il est rare qu'ils puissent couvrir toutes les investigations nécessaires (le coût de la géotechnique dans les projets de construction est rarement supérieur à 1 % du coût total de l'ouvrage, dont 80 % pour les essais et sondages. Mais si l'on estime à 10 % du total du projet le coût des études, la géotechnique en représente près de 10 %). On se trouve donc souvent dans la situation où les données géotechniques sont insuffisantes et le modèle géotechnique peu fiable... sans compter les cas où les sondages et essais ont été ratés ou bâclés, ou ceux où le maître d'ouvrage ne donne pas le temps nécessaire à l'exécution des reconnaissances géotechniques. Il est alors indispensable de profiter des autres phases du projet pour vérifier le modèle géotechnique et éventuellement rectifier le projet. Tout ceci montre pourquoi la géotechnique devrait avoir une place à part dans la gestion des pro-

jets. Mais cela montre aussi que le géotechnicien doit souvent utiliser son expérience plus que des résultats d'essais.

Comme on ne peut normaliser l'expérience, par essence individuelle et nourrie des travaux de chacun et des exemples relatés dans des livres ou des revues, la normalisation de la géotechnique ne peut être que partielle. Les longs débats entre géotechnique et structures pour la préparation des Eurocodes étaient en fait des débats destinés à préserver la part de l'expérience dans les études géotechniques. Pour prendre un exemple, la question a été débattue de savoir si l'on doit multiplier par 1,35 les efforts transmis par le sol à une structure alors que le géotechnicien pense déjà avoir mis la sécurité nécessaire dans le calcul de ces efforts ou s'il est raisonnable de multiplier par ce même coefficient 1,35 la masse volumique du sol (dont les écarts types sont très faibles, quelques pour-cent au plus). Le cœur de ce problème, du point de vue de la géotechnique, est que les hypothèses des calculs géotechniques ne sont pas seulement des résultats d'essais fiables et en nombre suffisant pour faire des analyses statistiques : dans beaucoup de cas, les hypothèses des calculs sont issues de l'expérience et, si l'on veut modifier les coefficients des équations prouvant la sécurité d'un ouvrage, il faut pouvoir expliquer à chaque géotechnicien comment il doit modifier l'usage qu'il fait de son expérience personnelle. Ce n'est bien sûr pas facile.

Quelle est la place de la normalisation, dans un tel contexte ? Elle existe : il faut disposer de modes opératoires communs pour les sondages et les essais. Il est bon de définir les procédures de justification des ouvrages, mais en gardant à l'esprit que la sécurité provient à la fois des facteurs de sécurité et du modèle géotechnique du site. Il est bon aussi de définir les grandes règles des procédures d'exécution des travaux. Nous avons enfin en France une norme originale qui définit les missions géotechniques (NF P 94-500). Mais nous n'avons pas de procédure de qualification des compétences des géotechniciens, à l'instar de ce qui existe dans de nombreux pays, malgré l'importance du facteur humain dans la pratique de la géotechnique. Et nous n'avons pas non plus de procédures de mesure et donc de comparaison de la qualité des prestations fournies. Si nous ajoutons la revendication d'une géotechnique associée à la maîtrise d'ouvrage pour l'ensemble du projet, il reste donc un vaste espace à organiser pour que la place de la géotechnique dans la société soit reconnue à sa juste importance et préservée.

6

## Géotechnique et recherche

Le plaidoyer des paragraphes précédents pour une géotechnique intégrée, où le métier de géotechnicien est l'épine dorsale d'un système reliant la reconnaissance des sites, la conception des ouvrages et le suivi des travaux, s'applique aussi à la recherche. Les instituts de recherche en géotechnique doivent être aussi des organismes reconnus pour leur compétence générale en géotechnique, comme c'est le cas dans la plupart des pays. L'expérience française des cinquante dernières années a montré l'efficacité de ce modèle, qui garantit l'intégration des nouveautés dans un processus de conception validé par l'expérience et qui assure un pilotage des orientations de recherche par les besoins de la pratique.

Les recherches en géotechnique font intervenir des spécialités très variées : conception de matériel de mesure ou d'essai, méthodes numériques, géophysique, minéralogie, chimie, mécanique, rhéologie... Beaucoup d'entre elles ont des attaches avec des applications dans d'autres domaines. Mais leur centrage sur le champ de la géotechnique est la condition nécessaire de leur succès dans ce domaine. Si l'on ne parle pas le même langage, si l'on n'a pas une perception complète des problèmes à résoudre et des propriétés particulières des matériaux et si l'on n'a pas l'occasion de valider soi-même ses productions sur des problèmes réels, il est difficile d'être connu et reconnu des acteurs d'une discipline qui est aussi un métier. Ou alors, il faut avoir un intermédiaire – interprète, capable de comprendre et restituer les travaux dans le contexte de ce métier.

7

## Géotechnique et enseignement

Dans le contexte français, la question de la formation des géotechniciens se pose pour l'essentiel au-delà du baccalauréat, que ce soit au niveau des BTS/DUT ou des formations de maîtrise, d'ingénieurs ou de géologues. Elle peut être discutée sous plusieurs angles : quels géotechniciens veut-on obtenir ? Quel est le contenu des cours et des autres activités nécessaires à l'acquisition d'un métier ? Quels enseignants sont à même de les transmettre ? Quelle formation continue est nécessaire ? Quelles sont les meilleures techniques d'enseignement compte tenu de l'origine des étudiants ? Les principales composantes de la géotechnique n'existent en tant que discipline que depuis une cinquantaine d'années pour la mécanique des sols, une trentaine pour la mécanique des roches et autant pour la géologie de l'ingénieur. L'organisation des enseignements est une prérogative des établissements, voire des professeurs, mais des commissions techniques des sociétés internationales de mécanique des sols et de géotechnique (SIMSG), de mécanique des roches (SIMR) et de géologie de l'ingénieur et de l'environnement (AIGE) ont été constituées pour essayer d'avoir une meilleure vue d'ensemble du dispositif de formation dans le monde, voire de l'améliorer.

Partir du point de vue des enseignants peut être une clé d'analyse utile, car le système français de gestion des enseignants de l'enseignement supérieur, qui conduit à généraliser des carrières entières dans l'enseignement, sans contacts avec la pratique du métier de l'ingénieur, pose quelques problèmes pour l'enseignement d'un métier comme la géotechnique. Cette difficulté n'existe pas dans les pays, comme l'Allemagne, où les professeurs sont choisis parmi les ingénieurs ayant derrière eux une carrière professionnelle incluant des années de pratique et où il est considéré comme normal qu'ils continuent d'exercer une activité d'études et d'expertises, tout en dirigeant l'enseignement et la recherche.

Les quelques écoles d'ingénieurs qui n'ont pas de corps d'enseignants à titre principal et font systématiquement appel à des professeurs ayant une autre activité professionnelle principale, sont certainement mieux à même d'avoir des enseignants qui connaissent les disciplines et les métiers qu'ils enseignent pour les pratiquer eux-mêmes.

Ceci étant, le contenu de l'enseignement mérite aussi un examen approfondi : la tradition de l'Europe continentale est de former des ingénieurs en génie civil, dont certains acquièrent une spécialisation en géotechnique. Dans certains pays, les géologues n'ont pas le droit (au sens juridique) de signer des projets. En France, la tradition est plus souple et le métier d'ingénieur, et plus encore de géotechnicien, n'est pas défini dans des textes normatifs. Il est donc possible d'exercer le métier de géotechnicien sur la base d'une formation de géologie appliquée. Comme il n'y a pas d'ordre des ingénieurs, ni d'organisation qualifiant les géotechniciens, la responsabilité de reconnaître la qualification des géotechniciens incombe à leur employeur.

Quand la géotechnique s'insère dans une formation de génie civil, les enquêtes réalisées au cours des dernières années ont conclu que la formation la plus légère comporte un cours de mécanique des sols et un cours de calcul des fondations et soutènements, souvent avec un cours de géologie générale ou appliquée. Cette formation donne aux étudiants une idée des problèmes que peut poser le sol, leur donne des informations sur les types d'ouvrages géotechniques et quelques méthodes de calcul pour les ouvrages courants. Mais elle ne constitue pas une formation au métier de géotechnicien, car elle ne se préoccupe pas du point critique de la géotechnique, qui est la fabrication du modèle géotechnique du site et de l'ouvrage, qui constitue le point de départ des calculs de justification demandés par les normes.

Des formations plus lourdes existent pour ceux qui désirent travailler dans le domaine géotechnique à la fin de leurs études. On y atteint une centaine d'heures de cours, travaux dirigés et travaux pratiques, voire quelques centaines. Cela permet de donner aux étudiants des informations détaillées dans les différents champs de la géotechnique et de préparer des projets. Ces formations constituent un bon début pour l'apprentissage du métier de géotechnicien, quand elles sont données par des ingénieurs expérimentés. Elles sont aussi une forme de compagnonnage pour ingénieurs, ce qui est l'une des caractéristiques de la formation des artisans.

L'unanimité se fait actuellement sur l'idée que les ingénieurs géotechniciens sortant d'école doivent avoir des bases solides de géologie, mécanique des sols et mécanique des roches et acquérir le sens de la géotechnique, c'est-à-dire les réflexes communs à tous les géotechniciens expérimentés, qui savent quels sont les éléments importants et les pièges possibles dans les données géotechniques et la conception des ouvrages. Les discussions portent sur la quantité de modélisation à introduire dans les programmes et sur les nouvelles techniques, dont les promoteurs aimeraient bien qu'elles deviennent des sujets à part entière, ce qui est difficile dans une ambiance générale de réduction du volume des enseignements techniques.

L'organisation de la formation continue dépend à l'évidence des règles du jeu social : dans les pays comme la France où les diplômes d'ingénieur sont contrôlés, mais pas la qualification professionnelle des personnes qui exercent le métier d'ingénieur, les cours peuvent être organisés de façon assez informelle, sans délivrance de diplômes. Dans les pays où l'enregistrement des ingénieurs est obligatoire, comme les États-Unis, le Canada ou le Royaume-Uni, des systèmes de validation des cours de formation continue ont été mis

en place au cours des dernières années. Là encore, la tendance est plutôt au compagnonnage, c'est-à-dire à la transmission de l'expérience d'ingénieurs expérimentés, qu'à des cours académiques.

8

## Conclusion

A l'issue de ce plaidoyer pour l'affirmation et la reconnaissance du caractère intégré de l'exercice de la géotechnique, nous allons simplement rappeler quelques idées qui pourraient servir de base à une politique d'avenir pour ce champ d'activité majeur pour la société :

- la première idée est que la géotechnique est un métier qui s'appuie sur des outils et compétences pluridisciplinaires mais nécessite aussi une expérience acquise sur le terrain, par compagnonnage et par la pratique personnelle d'études et d'expertises. Il nous paraît utile que ce métier soit reconnu et que les carrières professionnelles des géotechniciens soient organisées pour leur permettre de progresser continuellement en connaissances et en compétences ;
- la deuxième idée est que l'histoire des dernières décennies a montré que le rassemblement dans les

mêmes organismes des fonctions d'études, d'expertise, de recherche et d'enseignement crée les conditions du progrès technique, d'une formation efficace des générations suivantes et de la gestion collective du patrimoine des connaissances au service des différentes composantes de la société. Ce type d'organisation, dont l'objectif est l'excellence et une position de référence nationale et mondiale, doit être privilégié et préservé pour assurer le développement permanent de la géotechnique dans ses différents champs d'application ;

- la troisième idée est que la place de la géotechnique dans l'élaboration des projets et l'exécution des travaux doit être restaurée, en évitant par-dessus tout le morcellement du suivi géotechnique d'un projet au gré des appels d'offres des phases successives du projet. Le coût des reconnaissances devrait être prévu au niveau adéquat dès les études et les différentes phases de l'étude confiées au même géotechnicien, afin de permettre l'interaction nécessaire entre les prévisions des études et l'observation de la réalité des sols et des roches pendant les travaux ;
- il faut enfin développer les actions de promotion du rôle indispensable de la géotechnique pour les réalisations du génie civil ou plus généralement de l'aménagement des espaces, mais surtout pour la gestion des risques naturels auxquels les sociétés modernes acceptent de moins en moins d'être soumises.

## Bibliographie

Dunnicliff J., Deere D.U. (Ed.) 1984 - *Judgement in geotechnical engineering. The professional legacy of R.B. Peck*. A Wiley-Interscience Publication, New York, John Wiley and Sons, 332 pages.

Norme EN 1997-1 2003 - *Calcul géotech-*

*nique. Partie 1 : Règles générales*. Comité européen de normalisation (CEN) et Associations nationales de normalisation (A paraître).

Fascicule 62 - Titre V. 1993. Règles techniques de conception et de calcul des fon-

ditions des ouvrages de génie civil. *Cahier des clauses techniques générales applicables aux marchés publics de travaux. Fascicule N° 62, Titre V, Ministère de l'Équipement, du Logement et des Transports, textes officiels, n° 93/3, 182 pages.*

# Optimisation hydrogéologique des fondations profondes Intérêt des essais au micromoulinet *Hydrogeological optimisation of foundations benefit of microflowmeter tests*

G. MONNIER

BURGEAP

27, rue de Vanves

92772 Boulogne-Billancourt France Cedex

g.monnier@burgeap.fr

## Note technique

### Résumé

Les optimisations techniques et, par conséquent, financières qui peuvent être réalisées sur des projets immobiliers font partie des préoccupations constantes des maîtres d'ouvrage. Certaines de ces optimisations dépendent de la parfaite maîtrise des eaux souterraines. Le présent article porte sur l'étude hydrogéologique réalisée dans le cadre de la construction du siège Télédiffusion de France (Paris 15<sup>e</sup>), étude qui avait pour objectif d'optimiser la profondeur de la paroi moulée périmétrique au projet. C'est au cours des essais que nous est apparue la possibilité d'éviter la réalisation du fond injecté. Ces essais ont permis de localiser le toit de la craie compacte à des cotes comprises entre 4 et 7 NGF et d'évaluer la perméabilité verticale de ce matériau à quelques  $10^{-6}$  m/s. Le débit résiduel attendu en phase chantier, sans injections, fut évalué à  $14 \text{ m}^3/\text{h}$ , ce qui est très faible pour un matériau tel que la craie réputée très perméable. De ce fait, la mise en place d'un fond injecté n'était plus nécessaire : le gain, en terme de diminution de débit, n'étant pas significatif eut donc été financièrement injustifié. Après réalisation de la seule paroi moulée (que les études permirent de raccourcir par rapport au projet initial), un essai de débit résiduel fut effectué en vraie grandeur au moyen de 4 puits de pompage et de 17 piézomètres. Pour un rabattement de 7,7 mètres, le débit global sur toute la fouille était de  $7,3 \text{ m}^3/\text{h}$  ce qui confirmait parfaitement l'ordre de grandeur du débit calculé d'après les micromoulinets. Le caractère peu perméable de la craie compacte, ainsi prouvé par les essais, lui faisait jouer le rôle de « fond injecté naturel ». L'abandon du fond injecté permit une économie d'environ 25 % sur le coût des structures profondes (paroi moulée 4 mètres plus courte et fond injecté évité ( $3\,500 \text{ m}^2$  de surface et 3 mètres d'épaisseur)).

**Mots-clés :** eaux souterraines, hydrogéologie, fondations profondes, paroi moulée, fond injecté, injection, craie, craie compacte, perméabilité, débit résiduel, micromoulinet, essai de pompage.

### Abstract

The technical and therefore financial optimisation that can be achieved on building projects is one of the financiers' major concerns. In that respect mastering the underground water perfectly can prove very important. The current article relates to the hydrogeological study carried out for the construction of the head offices of Télédiffusion de France in Paris (France), the scope of the study was to optimise the depth of the surrounding diaphragm walls. It was during tests that we saw the possibility to avoid implementing an injected ground. These tests allowed us to locate the depth of the compact chalk between the altitude of 4 and 7 meters ASL and to evaluate the vertical permeability of the chalk to about  $10^{-6}$  m/s. The residual flow rate expected at the end of the construction works, without injected ground, was estimated to  $14 \text{ m}^3/\text{h}$  which is very low considering a reputedly very permeable rock such as chalk. Thus, the implementation of injected grounds was not necessary. The further decrease in residual flow rate would not have been significant and therefore, further financial investment was considered unnecessary. Studies were also carried out which allowed us to make the surrounding diaphragm walls shorter than the original project. After the sole surrounding diaphragm walls was constructed, a real size flow rate measure was carried out by means of 4 pumping wells and 17 monitoring wells. The total flow rate was  $7,3 \text{ m}^3/\text{h}$  with drawdown of the water table of 7,7 m, which perfectly confirmed the range of flow rate we calculated from the microflowmeter tests. The low permeability of compact chalk was thus proven by the tests, and the chalk could be used as a « natural injected ground ». Giving up the injected ground allowed to save about 25 % of the cost of the underground structures: the surrounding diaphragm walls was 4 m shorter than the original project and the injected ground ( $3\,500 \text{ m}^2$ ) was not found to be necessary to be built.

**Key words:** ground water, hydrogeology, surrounding diaphragm walls, injected ground, injection, chalk, permeability, residual flow rate, microflowmeter test, pumping test.

NDLE : Les discussions sur cet article sont acceptées jusqu'au 31 décembre 2002.

# 1. Introduction

Le projet initial du siège de Télédiffusion de France, 10, rue Oradour-sur-Glane à Paris (15<sup>e</sup>), d'une surface totale au sol de 3500 m<sup>2</sup>, comportait la réalisation de 4 niveaux de sous-sols descendus à la cote 18,4 NGF (dalage) pour un fond de fouille à 17,8 NGF (cf. Fig. 1). La nappe, à 25,5 NGF (en décembre 1995), impliquait un rabattement de nappe de 7,7 mètres. Les sous-sols devaient, à l'origine, être réalisés sous protection d'une paroi moulée à la cote -3 NGF et d'un fond injecté entre les cotes 0 et -3 NGF.

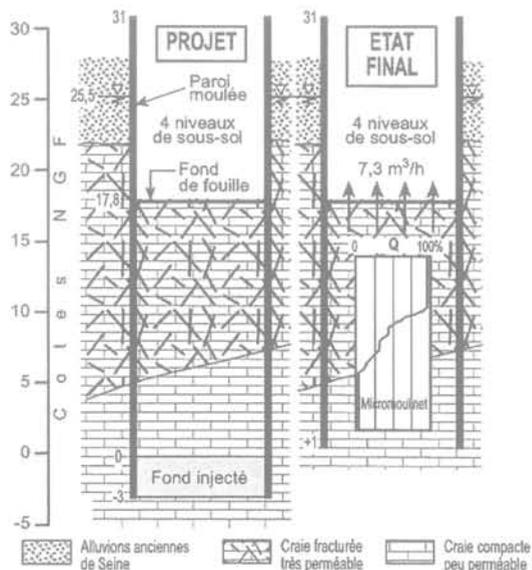


Figure 1 : PROJET ET ETAT FINAL

FIG. 1 Projet et état final.  
Project and final state.

Le présent article décrit les essais hydrogéologiques réalisés sur le site et les optimisations qu'ils ont permis d'apporter au projet.

# 2. La géologie et hydrogéologie du site

Le siège TDF se trouve en bordure de la plaine alluviale de la Seine (cf. Fig. 2). Les formations géologiques rencontrées sont les suivantes (à partir du terrain naturel (= 32 NGF) vers la profondeur) : des remblais, des alluvions de Seine (modernes et anciennes) jusqu'à la cote 22 NGF reposant sur la craie campienne fracturée puis compacte (c'est-à-dire peu ou pas fracturée). Le toit de cette craie compacte, au droit du projet, n'était pas connu à l'origine de l'étude.

La figure 2 montre que le siège TDF se situe à proximité des formations tertiaires résiduelles suivantes, non érodées par la Seine (de bas en haut) : calcaire et marnes de Meudon, argile plastique, sables d'Auteuil, fausses glaises, calcaire grossier, marnes et caillasses, etc.

Au droit du siège TDF, la nappe s'équilibrait au sein des alluvions de Seine. En l'absence de pompages de débits significatifs dans l'aquifère crayeux dans les environs immédiats du site, la charge hydraulique de la nappe de la craie s'établissait approximativement à la même cote que la nappe des alluvions (25,50 NGF pour la nappe des alluvions et 25,41 NGF pour la nappe de la craie, lors de l'essai de débit résiduel effectué le 5 décembre 1995). Un pompage d'essai réalisé au droit du site dans des puits crépinés sur 10,4 mètres à la base de la craie a permis d'évaluer, au moyen de la méthode graphique de Theis, la transmissivité de cette formation à  $9.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  et le coefficient d'emmagasinement à 0,3 pour mille (ce qui traduit le caractère captif de l'aquifère crayeux sous les alluvions anciennes de Seine litées).

# 3. Pourquoi la craie est-elle fracturée ?

Selon que l'on teste, au moyen de pompages d'essai, la craie à partir d'un sommet ou dans une vallée, il est classique de mesurer des différences très importantes de transmissivité, dans un rapport de 1 à 100 ( $10^{-4}$  à  $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ ). Cette variation tire son origine de

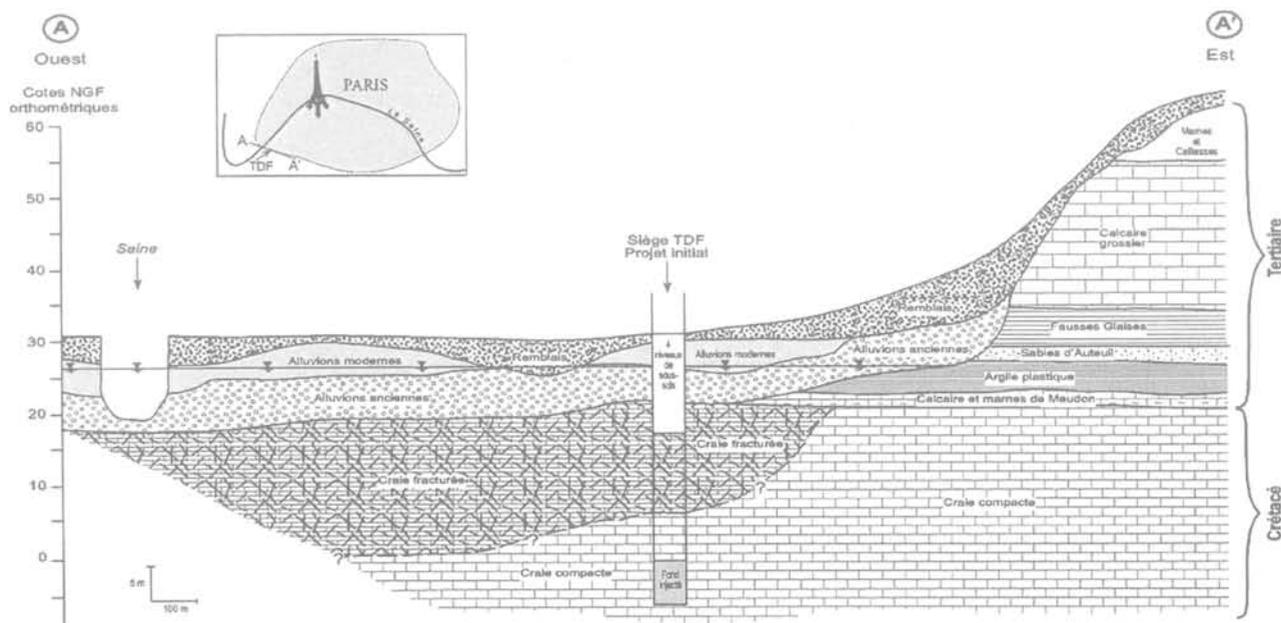


FIG. 2 Coupe géologique Ouest-Est passant par le siège TDF.  
Geological section West-East going through the TDF head offices.

l'état de fracturation de la craie. L'épaisseur sur laquelle la craie est fracturée (ou diaclasée) est la résultante d'un certain nombre de phénomènes. Par ordre d'importance probable et sans entrer dans une quantification de l'influence des différents paramètres qui demanderait des études sortant du contexte du présent article, on citera :

### 3.1. La relaxation des contraintes à l'intérieur du massif crayeux

Comme nous l'avons indiqué précédemment, à l'est du projet, la topographie montre un relief correspondant aux formations tertiaires non érodées par la Seine : calcaire et marnes de Meudon, argile plastique, etc. jusqu'au calcaire de Saint-Ouen. Le toit de ces formations culmine vers 80 NGF au droit de la Cité universitaire. Au sud-ouest du site (Clamart, Meudon), des formations plus récentes encore (sables de Fontainebleau, meulières de Montmorency) sont observées et atteignent 170 NGF. A l'ouest du site, le Mont-Valérien (sables de Fontainebleau) est coté à 160 NGF environ. La Seine et ses crues, dont le cours a été contraint par des structures tectoniques (anticlinal de Meudon par exemple) et/ou par des variations latérales de faciès de certaines formations, ont donc joué le rôle d'un « gigantesque rabot ». Ainsi, au droit de la vallée de la Seine (vers 30 NGF), ce sont environ 130 mètres de terrain qui ont été érodés, c'est-à-dire, en retenant une masse volumique de  $1,8 \text{ t/m}^3$ , une diminution de pression de l'ordre de  $230 \text{ tonnes/m}^2$ . Cette érosion a donc entraîné une relaxation des contraintes au sein du massif crayeux, créant une fracturation développée ensuite par dissolution.

### 3.2. La dissolution du matériau crayeux

Lorsque la fracturation se produit dans un matériau sous nappe, l'eau envahit ce début de porosité, y circule et l'accentue compte tenu du caractère légèrement acide de l'eau de pluie. Différents phénomènes peuvent accélérer la dissolution. On citera en particulier, la transformation oxydante des pyrites contenues dans la craie indiquée par C. Mégrien (1979) dans la région de Gargenville (78). Ce même auteur mentionne par ailleurs que « l'augmentation des teneurs en gaz sulfureux ( $\text{SO}_2$ ) – provenant de l'activité humaine (centrales thermiques, transport, usage domestique) – de l'atmosphère provoque une acidité qui se révèle

par une baisse du pH des eaux de pluies à l'échelle de l'Europe. [...] Pour la France, entre 1956 et 1966, sur sept stations rurales, le pH est passé de 5,1 à 4,6 ». Il apparaît donc que l'augmentation du pH de la pluie utile ne peut que concourir, sans doute dans une mesure relativement modeste compte tenu du caractère récent du phénomène (depuis le  $\text{XIX}^{\text{e}}$  siècle), à l'élargissement des diaclases de la craie.

### 3.3. Les variations de température (glaciation)

Les variations de température, en particulier lors des glaciations (quatre glaciations au Quaternaire) ont participé à l'augmentation de la fracturation (expansion de l'eau lors de la baisse de température ; phénomène dit de gélifraction des roches fissurées). Par ailleurs, les efforts mécaniques liés aux déplacements des glaciers sur les sols porteurs ont probablement participé à la fracturation des roches.

### 3.4. La fracturation tectonique

Enfin, les mouvements d'origine tectonique interviennent de façon importante dans la création de réseaux de fracturation à des échelles variant de la faille régionale à la microfissure.

En définitive, la fracturation d'un matériau rocheux résulte d'une évolution complexe qui fait appel à un certain nombre de facteurs parmi lesquels, la relaxation du massif rocheux, la dissolution, les contraintes tectoniques et les variations de température. Dans le cas du siège TDF, l'analyse du contexte géologique – en particulier la proximité du recouvrement tertiaire – portait à croire que l'épaisseur de craie fracturée serait sans doute limitée. Pour vérifier cette hypothèse, deux essais au micromoulinet de forage furent réalisés.

## 4. Le principe d'un essai au micromoulinet

Le micromoulinet – de rivière ou de forage – est un outil qui permet de mesurer des vitesses de courant d'eau, sur une section de rivière ou verticalement, dans un puits ou un piézomètre

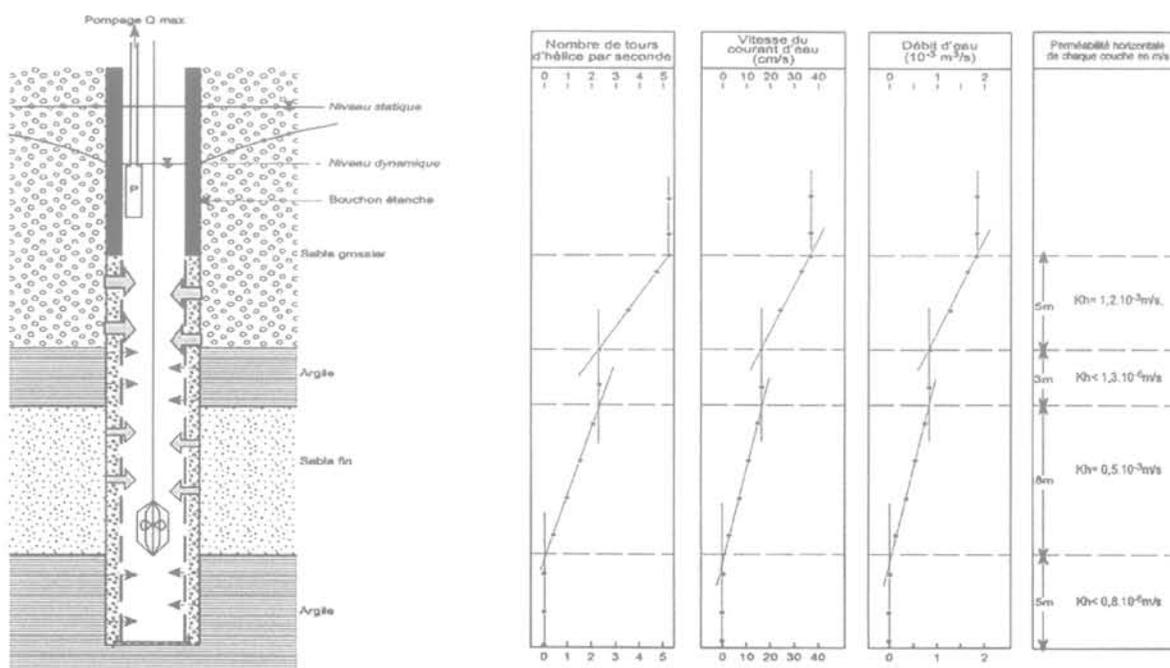
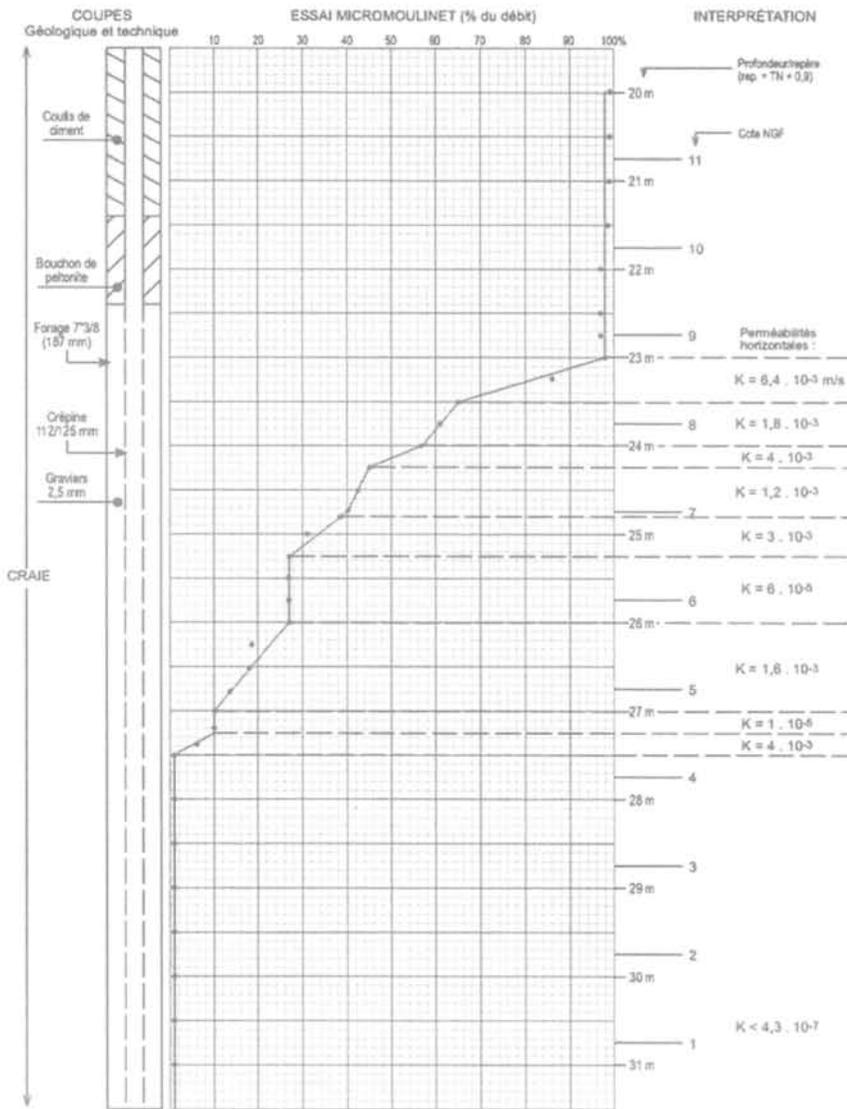


FIG. 3 Évaluation des perméabilités horizontales à partir d'un essai au micromoulinet. Evaluation of horizontal conductivities from a microflowmeter test.

One of the two  
microflowmeter tests  
done on the TDF site.



(cf. Fig. 3). Bien qu'il existe différents types d'appareil, le principe reste toujours le même. Dans le cas d'un puits, un écoulement ascendant (ou descendant, selon que la pompe est placée en haut ou en bas du puits) est créé par pompage<sup>1</sup>. Le « profil de vitesse » dans le puits en pompage est mesuré au moyen du micromoulinet en le déplaçant selon un pas de mesure régulier. Connaissant le diamètre intérieur de l'ouvrage, le « profil de débit » se déduit du profil de vitesse.

Le pompage induit dans le puits, un rabattement, donc une différence de charge hydraulique entre l'intérieur du puits et l'extérieur (c'est-à-dire l'aquifère dans les environs immédiats du puits). Cette différence de charge est constante sur la verticale du puits. Les différentes couches traversées par le puits sont donc identiquement sollicitées<sup>2</sup> et produisent chacune un débit d'eau qui est uniquement fonction de la perméabilité horizontale de la couche (Kh) et de son épaisseur (e), c'est-à-dire de sa transmissivité ( $T = Kh \cdot e$ ). Comme on peut le constater sur la figure 3, plus la

couche est perméable, plus l'accroissement de la vitesse est rapide sur un segment considéré. *A contrario*, dans le cas de couches très peu perméables (argile, limons, craie compacte), la vitesse ne varie pas sur le segment considéré.

La transmissivité globale de la hauteur crépinée – mesurée lors d'un pompage d'essai indépendant de l'essai au micromoulinet – peut ensuite être « répartie » en une suite de transmissivités élémentaires (correspondant à chaque couche) au prorata du débit fourni par chaque couche. Les perméabilités horizontales sont ensuite évaluées en divisant les transmissivités élémentaires par l'épaisseur de chaque couche.

La figure 4 présente un des deux profils de débit réalisés sur le siège TDF. On constate l'absence de débit sous la cote approximative 4,2 NGF.

## 5. Les optimisations constructives apportées

Sur la base des perméabilités horizontales déduites des deux essais au micromoulinet, des perméabilités verticales équivalentes furent calculées pour chaque micromoulinet (en appliquant la formule développée par G. Schneebeli (1966) dans le cas des terrains stratifiés). Ensuite, des simulations visant à évaluer le débit résiduel furent réalisées, au moyen de la loi de Darcy et en considérant plusieurs hypothèses d'ancrage de paroi moulée, sans fond

<sup>1</sup> Un écoulement naturel (sans pompage) peut également (et éventuellement) être mesuré dans un puits (ou un piézomètre), lorsqu'il traverse plusieurs niveaux aquifères de charges hydrauliques différentes.

<sup>2</sup> On fait l'hypothèse que les charges hydrauliques des différentes couches traversées s'équilibrent aux mêmes cotes, ce qui dans le cas des puits de l'étude TDF, crépinés sur 10,4 mètres uniquement, était vrai.

injecté. Le débit résiduel attendu en phase chantier fut évalué à 14 m<sup>3</sup>/h pour 7,7 mètres de rabattement. Il apparut alors clairement que le projet pouvait être optimisé dans deux directions : suppression du fond injecté et diminution de la profondeur de la paroi moulée.

En définitive, la paroi moulée fut réalisée jusqu'à la cote +1 NGF (cf. fig. 1) et non pas -3 NGF comme initialement prévu. Cela représenta une économie d'environ 1 000 m<sup>2</sup> de paroi moulée (4 mètres de hauteur sur un périmètre de 240 mètres).

La paroi moulée une fois réalisée, un essai de débit résiduel, en vraie grandeur, permit de vérifier qu'effectivement la réalisation du fond injecté ne s'avérait pas nécessaire. Au bout de 7 jours, après désaturation des alluvions et stabilisation des rabattements, le débit résiduel mesuré était de 7,3 m<sup>3</sup>/h, ce qui est parfaitement cohérent avec l'évaluation du débit faite sur la base des essais au micromoulinet.

## 6. Conclusion

L'environnement hydrogéologique d'un projet immobilier peut être à l'origine d'optimisations techniques et donc, d'économie globale. Ces optimisations requièrent, en premier lieu, une connaissance approfondie du contexte géologique et hydrogéolo-

gique, et nécessitent ensuite, la réalisation d'essais appropriés dans des ouvrages (puits et piézomètres) convenablement forés, dûment équipés, nettoyés et développés.

Dans le cadre de la construction du siège Télédiffusion de France à Paris (15<sup>e</sup>), l'interprétation de deux essais au micromoulinet de forage a conduit à positionner précisément le toit de la craie compacte et « imperméable ». Ce niveau peu perméable ainsi repéré a donc été utilisé comme « fond injecté naturel » limitant le débit résiduel en fond de fouille.

L'économie du fond injecté prévu (3 500 m<sup>2</sup>) et la diminution de 4 mètres de la hauteur de la paroi moulée (1 000 m<sup>2</sup> de paroi supprimée) ont conduit à une économie de l'ordre de 25 % du coût des structures profondes initialement envisagées.

### REMERCIEMENTS

*Je tiens à remercier M. Lachowski (Télédiffusion de France) qui a autorisé la publication du présent article, M. Lucien Bourguet, à l'époque de l'étude Directeur technique au BURGEAP, pour ses conseils avisés, M. Jean Bussière et Mlle Marion Miglioretti pour le soin qu'ils ont apporté aux figures, ainsi que tous les techniciens et ingénieurs du BURGEAP qui m'ont fait profiter de leurs expériences théoriques et pratiques en matière d'essais d'eau.*

## Bibliographie

Foucault A. et Raoul J.F. – « Dictionnaire de géologie ». Paris, Masson, 1980.  
Meignen C. – « Hydrogéologie du centre du bassin de Paris : contribution l'étude de quelques aquifères principaux ». Thèse

de doctorat d'État, Mémoire du BRGM, n° 98, 1979.

Schoeller H. – « Les eaux souterraines ». Paris, Masson, 1962.

Schneebeli G. – « Hydraulique souterraine ». Paris, Eyrolles, coll. du Centre de recherches et d'essais de Chatou, vol. 12, 1966.



## Contribution à l'étude du comportement thermo-hydraulique du stockage saisonnier de chaleur en aquifère

Stéphane DUPASQUIER

Ch. de la Grotte 3

CH 1580 Avenches

*Thèse de doctorat soutenue le 27 octobre 2000,  
sous la direction d'Aurèle Parriaux, École polytechnique fédérale de Lausanne  
Laboratoire de géologie de l'ingénieur et de l'environnement (GEOLEP)  
(aurele.parriaux@epfl.ch)*

Dans ce travail, des modèles numériques d'écoulements souterrains et de transport de chaleur par convection-conduction sont utilisés afin de décrire, par l'étude paramétrique, les phénomènes physiques dominants dans un stockage de chaleur en aquifère. Des conditions d'exploitation et des paramètres géologiques optimaux en sont déduits.

L'utilisation escomptée du stock est le chauffage de locaux ou d'eau sanitaire. Le stock est saisonnier et fonctionne sans pompe à chaleur.

L'étude paramétrique est organisée autour d'une série de simulations de référence portant sur l'épaisseur de l'aquifère et le débit d'injection. Les autres paramètres et conditions d'exploitations sont maintenus constants.

On reconduit un certain nombre de ces simulations de référence en modifiant les paramètres géologiques ou les conditions d'exploitation dont on veut étudier l'effet. Outre l'épaisseur de l'aquifère et le débit d'injection, les températures d'injection, les conductivités hydrauliques de l'aquifère, les contrastes de conductivité, les fréquences d'injection, les phases de repos, les scénarios de soutirage et les configurations en doublets sont ainsi analysés.

Les cellules de convection naturelle apparaissent comme un phénomène fortement négatif sur les performances d'un stock. Elles sont favorisées par l'accroissement de l'épaisseur et de la conductivité hydraulique, ainsi que par la diminution du débit d'injection.

Les pertes thermiques par conduction dans les épontes sont également un facteur défavorable, mais dans une moindre mesure toutefois.

A une épaisseur d'aquifère donnée correspond un débit d'injection optimal, qui constitue le meilleur équilibre entre les pertes par effet de densité-viscosité et les pertes par conduction par les épontes. Il fournit un taux de récupération optimal. Toutefois, ce débit optimal ne constitue pas le taux de récupération maximal, puisqu'il peut être amélioré par un débit ou une température d'injection plus élevés.

A un débit d'injection donné correspond un taux de récupération maximal, lequel n'est atteignable qu'avec un aquifère d'épaisseur optimale.

La température d'injection se comporte sur le stock de la même manière que l'épaisseur de l'aquifère pour un débit de charge donné : il y a une température optimale. Une température trop faible diminue le rendement, tandis qu'une température trop élevée installe des cellules de convection naturelle.

Il est en général préférable d'accroître la température d'injection que le débit.

En termes d'optimisation de la puissance thermique à disposition, le scénario le plus favorable est un débit croissant lors de la décharge. Le scénario précis est différent pour chaque problème.

Les performances d'un stock de chaleur en aquifère sont le résultat complexe des nombreux paramètres qui entrent en jeu. Dans l'utilisation recherchée, on recommandera un débit d'injection d'au minimum  $100 \text{ m}^3/\text{j}$  durant 6 mois, et même plutôt  $500$  à  $1000 \text{ m}^3/\text{j}$ , à une température de  $80^\circ\text{C}$  au moins. Une température d'injection de  $60^\circ\text{C}$  devra être associée à un débit de  $1000 \text{ m}^3/\text{j}$  au moins.

Les cibles géologiques proposées en Suisse sont les alluvions fluviales récentes de remplissage de vallées glaciaires, les dépôts fluvio-glaciaires et les cônes alluviaux.

## Meshing of Complex Shapes in Earth Sciences

Marc FERRER

Ch. de Somais 11

CH 1009 Pully

*Thèse de doctorat soutenue le 27 octobre 2000,  
sous la direction d'Aurèle Parriaux, École polytechnique fédérale de Lausanne  
Laboratoire de géologie de l'ingénieur et de l'environnement (GEOLEP)  
(aurele.parriaux@epfl.ch)*

A toutes les échelles, le milieu géologique présente des formes souvent complexes de sorte que les maillages disponibles ne peuvent les épouser avec précision. En conséquence, les méthodes à éléments finis ne peuvent être appliquées qu'au prix d'une simplification de la géométrie du milieu.

Étant donné l'hétérogénéité très marquée des paramètres physiques (e.g. perméabilité

allant de  $10^{-3} \text{ m/s}$  à  $10^{-8} \text{ m/s}$  dans un même domaine), les simplifications géométriques ont souvent de fortes répercussions sur le réalisme des résultats du modèle.

Ainsi, un outil de maillage performant est une condition requise pour qu'il soit bénéfique de fabriquer des modèles numériques dans les milieux géologiquement complexes (e.g. milieu alpin).

Un tel maillage doit en plus permettre :

- de respecter et de discrétiser des limites intérieures (e.g. failles représentées par des EF de dimension inférieure, interfaces stratigraphiques),
- de représenter des trous (tunnels, karst),
- de respecter les critères de stabilité et de qualité du calcul numérique. La densité du maillage doit pouvoir être hétérogène et anisotrope,
- de mailler des domaines 2-D ou 3-D de manière entièrement automatique.

Ce travail propose une méthodologie de maillage 2-D et 3-D, qui vérifie ces contraintes et dont les applications en sciences de la Terre sont nombreuses : écoulements souterrains, transport de polluants ou de chaleur, mécanique des roches et des sols...

En 2-D et 3-D, les nœuds sont d'abord générés selon une méthode développée au GEOLEP ; leur disposition est favorable à la triangulation en 2-D et à la tétrahédrisation en 3-D. Ils sont ainsi connectés selon la méthode de Delaunay contrainte.

L'implémentation informatique de la version 2-D est réalisée

en Visual Basic™ 6.0 dans l'environnement Windows™ ; mais sans interface graphique pour une bonne portabilité sur d'autres plateformes ; son nom est Tmesh3D.

En 2-D, les résultats obtenus correspondent pleinement aux objectifs. Le maillage de formes quelconques présentant des trous et des lignes intérieures est réalisé de manière fiable dans toutes les conditions d'hétérogénéité de la densité.

En 3-D, conformément à la théorie, le maillage laisse des parties non maillées qui sont d'une part des polyèdres de Schönhart, et d'autre part des tétraèdres non de Delaunay. En ce qui concerne les polyèdres de Schönhart, leur comblement nécessite l'ajout de points de Steiner. L'ajout manuel de tels points a été fait pour des modèles simples et le résultat est un maillage complet du domaine. Pour les grands maillages, l'ajout des points de Steiner devra être automatisé.

Le nombre de polyèdres de Schönhart et de tétraèdres non construits car non de Delaunay pourrait être fortement réduit en adoptant une stratégie où les facettes actives ne sont pas traitées comme des contraintes.

## Fonctionnement et gestion des aquifères alluviaux de haute altitude Cas de la haute Sarine (Alpes suisses)

Julien VAUDAN  
Rue de Corberaye  
CH 1934 Le Châble

*Thèse de doctorat soutenue le 27 octobre 2000,  
sous la direction d'Aurèle Parriaux, École polytechnique fédérale de Lausanne  
Laboratoire de géologie de l'ingénieur et de l'environnement (GEOLEP)  
(aurele.parriaux@epfl.ch)*

La vallée alpine de la haute Sarine se situe à une altitude moyenne d'environ 1000 à 1200 m. Elle s'est formée dans sa partie sud et jusqu'à la hauteur de Gstaad à la faveur d'un accident tectonique nord-sud typique des structures dominantes des Préalpes, puis a suivi un plan de chevauchement d'azimut est-ouest pour terminer sur le verrou rocheux de la colline du Vanel. La période tardi- et postglaciaire a été marquée par la déposition de sédiments glaciolacustres, fluvioglaciaires et, enfin, fluviaux qui ont rempli l'auge laissée libre par le glacier probablement depuis une période encore antérieure à l'interstade Bölling-Alleröd. La profondeur de ce surcreusement varie entre 20 et plus de 50 m de profondeur. Les forages que nous avons réalisés ont pu documenter des séries de sédiments glaciolacustres typiques.

La mise en œuvre de plusieurs méthodes d'investigations géophysiques (résistivité, sismique, réfraction et réflexion, diagraphies et essais de pompage) nous a permis d'exploiter plusieurs sources d'informations que nous avons confrontées entre elles afin de réaliser un modèle en trois dimensions du remplissage quaternaire et de ses propriétés hydrogéologiques. Ces sédiments, pour la plupart relativement bien perméables, renferment une nappe phréatique libre que nous avons subdivisée en trois parties. Le bassin de Gsteig au sud est fermé, la vallée ayant été obstruée par un glissement d'une très grande ampleur qui s'est probablement déclenché en plusieurs étapes successives dès les premières améliorations sensibles du climat. La seconde partie, le bassin de Feutersoey, n'a d'emblée pas été retenue comme cible hydrogéologique favorable selon nos investigations prélimi-

naires. Le dernier bassin, celui de Gstaad-Saanen est le plus grand et le plus épais. C'est également dans ce bassin que se concentre la plus grande partie des activités touristiques et industrielles de la région.

Le réseau d'observation implanté afin de caractériser les écoulements souterrains nous a permis à la fois de procéder à des mesures piézométriques et à des prélèvements pour analyses chimiques et bactériologiques. Nous avons également effectué une campagne d'analyses du traceur environnemental  $\delta^{18}O$ . L'ensemble de ces analyses a mis en évidence les caractéristiques particulières de l'alimentation de la nappe. La nappe est alimentée de manière préférentielle par l'infiltration de la Sarine ainsi que celle des précipitations. Nous avons également repéré une alimentation karstique de type évaporitique souterraine.

Nous proposons enfin un concept de gestion et de protection des eaux souterraines adapté à la situation particulière de la plaine alluviale de montagne de la haute Sarine, autant du point de vue quantitatif que du point de vue qualitatif.

Les aquifères alpins d'altitude comme celui de la haute Sarine représentent dans l'ensemble une ressource en eau souterraine de qualité encore très peu exploitée dont les potentiels sont grands, mais encore à définir à plus grande échelle en appliquant par exemple des méthodes de simulations numériques des écoulements et en créant des réseaux d'observation à long terme qui permettront de les intégrer dans une politique de développement durable des ressources en eaux souterraines dans le contexte alpin.

# Typology of Recent Groundwaters From Different Aquifer Environments Based On Geogenic Tracer Elements

Sybille KILCHMANN

Elfenauweg 93

CH 3006 Berne

Thèse de doctorat soutenue le 20 juin 2001,

sous la direction d'Aurèle Parriaux, École polytechnique fédérale de Lausanne  
Laboratoire de géologie de l'ingénieur et de l'environnement (GEOLEP)

(aurele.parriaux@epfl.ch)

Un problème clé des sciences de l'environnement ainsi que de la géologie de l'ingénieur réside dans le manque de connaissances sur l'origine des composants dissous dans les eaux souterraines. La qualité de ces eaux est fortement dépendante de leur composition en éléments traces dissous. Le projet AQUITYP a pour ambition d'établir une typologie des eaux souterraines récentes sur la base de leur composition géogène en éléments traces et d'en dégager une « géoréférence » pour les cinq principaux types d'aquifères de l'arc alpin. Une telle « géoréférence » servira comme base de données pour l'étude de sites contaminés et pour la gestion des ressources en eau. Des eaux souterraines provenant des roches cristallines, carbonatées et évaporites, ainsi que des sédiments de la molasse et du flysch, principalement en Suisse mais également dans les pays limitrophes, ont été échantillonnées et documentées par des recherches antérieures (Dubois, 1993; Dematteis, 1995; Mandia, 1993; Hesske, 1995; Basabe, 1993). Grâce à ces travaux de recherche, des traceurs géogènes ont été proposés.

Dans cette étude, sont présentées, premièrement, une synthèse de l'hydrogéologie et de l'hydrochimie des eaux souterraines récentes issues des cinq types d'aquifères basée sur les données acquises précédemment dans le cadre du projet AQUITYP et, deuxièmement, une étude hydro-géochimique sur les origines et le comportement chimique du chrome en tant que traceur géogène, appuyée par des travaux de terrain et de laboratoire.

La comparaison des données concernant les eaux récoltées sur une période de vingt ans et pour lesquelles les méthodes d'analyse chimique ont évolué, a nécessité un contrôle préalable et rigoureux de la qualité de toute la banque de données. Les techniques d'échantillonnage, de traitement des échantillons et d'analyse utilisées tout au long du projet AQUITYP depuis 1981 ont été évaluées. Pour permettre de juger la qualité et la comparabilité des techniques d'analyses, différents tests ont été effectués. Afin de faciliter l'accès à ce grand nombre de données hydrochimiques vérifiées lors de futures investigations, une base de données a été développée (AQUITYP-DataBase).

## Typologie des eaux souterraines récentes

L'analyse de l'évolution hydro-géochimique a été réalisée pour les eaux souterraines caractéristiques de chacun des cinq aquifères types. Les caractéristiques chimiques ont été analysées pour chaque type d'aquifère, puis comparées entre elles. Ce travail a conduit à la détermination des ordres de grandeur des concentrations naturelles en éléments minéraux dans les eaux souterraines de chaque aquifère type. La validité des traceurs géogènes proposés dans les travaux antérieurs a été vérifiée. On a également identifié les sources potentielles de ces traceurs pour chacune des formations aquifères. Une modélisation géochimique a permis de mettre en évidence les principaux processus contrôlant la composition chimique des eaux issues de chaque type d'aquifère. Enfin, pour chaque élément, les concentrations typiques de chaque aquifère ont été comparées aux normes suisses pour les eaux destinées à la consommation humaine, afin d'en estimer la qualité.

Les eaux souterraines provenant des massifs *cristallins* silicatés du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges se caractérisent par un faible taux de minéralisation (TDS 22 à 158 mg/l), dominée par  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ , alcalinité,  $\text{SO}_4^{2-}$ , et  $\text{F}^-$  (eaux Ca-Na- $\text{HCO}_3$ - $\text{SO}_4$ ). On note des concentrations élevées en Mo, U, W et As. Ces signatures géochimiques proviennent essentiellement des interactions de l'eau avec les minéraux hydrothermaux lorsqu'elle circule dans les fractures. Ces minéraux correspondent à des carbonates ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ), des argiles (échange ionique Ca-Na), de la fluorite ( $\text{F}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ), sulfures de Fe, As et Mo ( $\text{SO}_4^{2-}$ , As, Mo), et des minéraux d'U et de W (U, W). Dans ces eaux souterraines d'origine cristalline, les concentrations naturelles en F<sup>-</sup> (23 % des sources analysées) et

As (7 %) sont supérieures aux normes suisses. De plus, les valeurs recommandées par l'OMS sont dépassées pour U (65 %) et pour Mo (15 %).

La minéralisation des eaux issues des *karsts carbonatés* est faible à moyenne (TDS 161 à 547 mg/l) et provient essentiellement de la calcite (eaux Ca- $\text{HCO}_3$ ) ou, dans certaines régions, de la dolomite (eaux Ca-Mg- $\text{HCO}_3$ ) et de gypse (eaux Ca-Mg- $\text{HCO}_3$ - $\text{SO}_4$ ). Les éléments traces sont présents en très faibles quantités, en raison du faible temps de résidence de l'eau dans le karst. Localement, on peut trouver des concentrations en traces géogènes d'iode provenant de matières organiques fossiles; de Ba provenant de la barytine contenue dans les calcaires de mer profonde; de Sr et Li provenant de minéraux évaporitiques comme le gypse et la célestine; de V provenant des argiles et des minéraux du fer et, enfin, de Mo et U provenant des sulfures et minéraux uranifères contenus dans les calcaires dolomitiques. Dans 18 % des sources karstiques analysées, les concentrations de Pb dépassent la norme suisse.

Les eaux souterraines échantillonnées dans les *roches évaporitiques* du Trias se caractérisent par un fort taux de minéralisation (TDS 760 à 2788 mg/l) provenant de concentrations élevées en  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , et de l'alcalinité (eau Ca-Mg- $\text{SO}_4$ - $\text{HCO}_3$ ). On y trouve les éléments traces suivants en concentrations élevées: Mn, Ni, Cu, Li, Rb, Y et Cd. La signature géochimique de ces eaux provient de la dédolomitisation des roches, qui correspond à la dissolution du gypse, de la célestite et de la dolomite, ainsi qu'à la précipitation simultanée de calcite. Les concentrations en  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$  y sont probablement contrôlées par des réactions d'échanges ioniques avec les argiles. On y trouve des éléments traces typiques de la dissolution de la dolomite (Mn, Ni) et de l'apatite (Y, Cd), ainsi que de l'oxydation de certains sulfures (Cu, Ni, Cd). Les concentrations élevées en Li et Rb proviennent probablement de la dissolution d'inclusions de saumure dans les minéraux évaporitiques ou d'argiles. Ces eaux sulfatées contiennent des  $\text{SO}_4^{2-}$  en concentrations qui excèdent l'objectif de qualité suisse dans toutes les sources testées. Les concentrations en U et Ni dépassent les valeurs recommandées par l'OMS dans 58 %, respectivement 2 % des cas. De plus, les concentrations en Mn, Cd et As dépassent l'objectif suisse de qualité dans respectivement 11 %, 10 % et 7 % des sources.

Les eaux provenant des grès et des conglomérats de la *molasse* se caractérisent par un taux de minéralisation intermédiaire (TDS 48 à 714 mg/l) provenant essentiellement de la dissolution de la calcite et, de façon moins importante, de la dolomite (eaux Ca-Mg- $\text{HCO}_3$ ). La composition minéralogique caractéristique de certaines formations molassiques confère aux eaux une signature particulière en éléments traces. C'est le cas des ophiolites détritiques contenus dans les grès de l'OMM en Suisse occidentale (Cr); des minéralisations de barytine dans les fractures dans les unités de la molasse subalpine (Ba); des granites détritiques contenant des sulfures (Mo), des minéraux uranifères (U) et d'abondants micas (Li) dans la molasse du Glimmersand (OSM, eaux Ca-Mg- $\text{HCO}_3$ - $\text{SO}_4$ ); des minéraux évaporitiques (Li, Sr), des sulfures (Mo) et des minéraux uranifères (U) de la molasse à gypse (USM, eaux fortement minéralisées de type Ca-Mg- $\text{SO}_4$ - $\text{HCO}_3$ , TDS 984 à 1346 mg/l). Dans ces eaux souterraines typiques de la molasse, les valeurs correspondant aux objectifs de qualité suisses sont dépassées pour le Cr et le Pb dans 36 %, respectivement 6 % des sources testées. Les concentrations en U sont supérieures à la valeur recommandée par l'OMS pour 14 % (molasse à gypse et Glimmersand). Les eaux souterraines issues de la molasse à gypse présentent les mêmes problèmes de qualité que les eaux provenant des roches évaporitiques.

Les eaux provenant du *flysch* des nappes du Niesen et du Gurnigel sont de type Ca-(Mg)- $\text{HCO}_3$  et sont peu minéralisées (TDS 160 à 459 mg/l). La minéralisation provient essentiellement de la

dissolution de calcite et, de façon moins importante, de dolomite. Les concentrations en éléments traces sont faibles et correspondent surtout à du Ba provenant des minéralisations de barytine dans les fractures. Le caractère peu évolué des eaux du flysch est dû, premièrement, à leur bref temps de résidence dans les fractures (ou fissures) et, deuxièmement, à l'absence de minéraux très solubles, à l'exception des carbonates et de la barytine. Les concentrations en Pb dépassent les normes suisses (ou l'objectif de qualité) dans 32 % des sources testées.

## Étude de l'altération chimique du grès molassique burdigalien : origine et comportement chimique du chrome

Afin de caractériser le traceur géogène de l'élément Cr, une étude sur un site prédéterminé dans le grès molassique (source de Lutry, près de Lausanne) a été entreprise. La description quantitative du processus régissant la concentration en Cr dissous de l'eau souterraine découle d'une investigation minéralogique, géochimique et hydrologique en complément aux résultats des analyses chimiques des eaux. Le chrome dissous provient principalement des spinels et pyroxènes détritiques contenus dans le grès burdigalien. Une analyse au microscope électronique a montré que ces minéraux sont fortement corrodés. Le processus de libération du Cr provient, pour la plus grande part, de la lente altération de ces minéraux. Dans les conditions oxydantes régnant dans les eaux

souterraines étudiées, le Cr dissous prédomine sous forme de chromate ( $\text{CrO}_4^{2-}$ ), qui est la forme la plus soluble, mais aussi la plus toxique. Dans de telles conditions, il n'y a pas de rétention par la précipitation d'hydroxydes de Cr secondaires, ainsi que démontré par modélisation géochimique.

Des expériences de lixiviation en laboratoire avec du grès molassique provenant du site étudié ont été entreprises pour valider les résultats de l'étude de terrain et pour quantifier les processus responsables de la minéralisation en Cr observée dans les eaux de la source de Lutry. Deux tests, s'étendant sur une période de deux mois chacun, effectués avec du grès oxydé et réduit ont permis d'obtenir des données montrant l'influence de l'état d'oxydation du substrat sur la mobilité du Cr. Ces tests ont montré que les processus responsables de la dissolution du Cr sont assez rapides, ce qui permet d'expliquer la concentration en Cr mesurée dans les eaux souterraines. Il a été découvert que ces processus dépendent de l'état d'altération du grès. Dans le grès oxydé, où les grains sont recouverts d'hydroxydes de fer, le Cr passe plus vite en solution que dans le grès réduit moins altéré. Ceci implique que dans le grès réduit, le Cr est présent principalement sous une forme relativement stable (incorporé dans les minéraux détritiques), tandis que dans le grès oxydé, le Cr se trouve sous une forme plus rapidement mobilisable (adsorbé sur les hydroxydes de fer).

Mots-clés : composition naturelle de l'eau souterraine, traceurs géogènes, interactions eaux-roche, modélisation géochimique, réseaux d'observation de l'eau souterraine.

## Calculation of Geological Uncertainties Associated With 3-D Geological Models

Ian POMIAN-SRZEDNICKI

Rue F.-Holder 5  
CH 1207 Genève

*Thèse de doctorat soutenue le 5 décembre 2001,  
sous la direction d'Aurèle Parriaux, École polytechnique fédérale de Lausanne  
Laboratoire de géologie de l'ingénieur et de l'environnement (GEOLEP)  
(aurele.parriaux@epfl.ch)*

La construction des modèles informatiques 3-D du sous-sol se fait à partir des observations récoltées sur le terrain par levé cartographique, par mesures géophysiques ou encore par forages. Cependant, ces données sont toujours en nombre limité de sorte qu'un modèle géologique est bâti sur une large part d'interprétation du géologue et d'interpolation par des méthodes mathématiques. Il s'ensuit que les modèles sont porteurs d'une incertitude, variable au sein du domaine d'étude, qui est rarement précisée dans le pronostic géologique. Ce travail a donc pour but de proposer une méthode originale pour l'évaluation des incertitudes sur les structures dans les modèles 3-D du sous-sol et de tester les potentialités de son application.

La méthode proposée se base sur le modèle géologique 3-D fourni par le géologue et le considère comme étant le plus probable parmi toutes les alternatives possibles (notion de *best guess*). Un terme aléatoire est ajouté à ce modèle afin d'apporter à cette description purement déterministe une part de fluctuations erratiques. Les différentes surfaces qui composent le modèle en question sont alors considérées de manière individuelle comme étant chacune un champ aléatoire gaussien. En chaque point de la surface, la fonc-

tion aléatoire  $Z(u)$  décrivant la position de l'interface est composée de la somme d'un terme déterministe  $m(u)$  représentant la position prédite par le modèle et d'un terme aléatoire  $\sigma(u) \epsilon(u)$  décrivant les fluctuations autour de la position la plus probable. Par la suite, un modèle de variabilité spatiale (un variogramme  $\gamma(h)$ ) est proposé afin de conditionner le champ aléatoire aux observations disponibles. Des critères géologiques tels que la forme des plis et l'épaisseur des couches sont alors également pris en compte dans ce modèle. A ce stade, il est possible d'évaluer la variance locale sur la position des différentes interfaces par la technique du krigeage.

Finalement, la variabilité qui concerne les interfaces du modèle est convertie en information volumique par le calcul des probabilités d'occurrence des différents types de roche présents dans le domaine étudié. Ces probabilités sont calculées en accord avec les règles d'intersection qui régissent la séquence stratigraphique du modèle géologique. Elles permettent d'apporter un modèle probabiliste des structures du sous-sol qui peut être représenté sous la forme d'un champ de probabilités tridimensionnel.

Un programme de calcul qui applique la méthodologie proposée a également été développé au cours de cette recherche.

au LCPC

**ÉTUDE EXPÉRIMENTALE ET NUMÉRIQUE DU RENFORCEMENT  
DU FRONT DE TAILLE PAR BOULONNAGE DANS LES TUNNELS  
EN TERRAIN MEUBLE**

*R. Al Hallak, E. Leca, J.-P. Magnan, J. Garnier.*

**Collection « Études et recherches des LPC »**

192 p., 15,25 € HT

**MAGNÉTISME ET PROSPECTION MAGNÉTIQUE**

*R. Millon*

**Les cahiers de l'AGAP, n° 1**

18,29 € HT

**Publications**

