



HAL
open science

Structure et fonctionnement physique des sols cultivés

Guy Richard

► **To cite this version:**

Guy Richard. Structure et fonctionnement physique des sols cultivés. Sciences du Vivant [q-bio]. Université Pierre et Marie Curie - Paris 6, 2002. tel-02831488

HAL Id: tel-02831488

<https://hal.inrae.fr/tel-02831488>

Submitted on 7 Jun 2020

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

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

Mémoire sur Travaux

Présenté devant

L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE (PARIS VI)

UFR « SCIENCES DE LA TERRE »

En vue de l'obtention de

L'Habilitation à Diriger des Recherches

STRUCTURE ET FONCTIONNEMENT PHYSIQUE DES SOLS CULTIVES

Guy RICHARD

HDR 2002/02K

Soutenu le 25 Juin 2002 devant la commission d'examen composée de :

A. Mariotti	Professeur Université Paris VI	Président
J. Boulègue	Professeur Université Paris VI	Rapporteur
A. Dexter	Professeur IUNG Pulawy (PL)	Rapporteur
J.P. Gaudet	Ingénieur de Recherche HDR UJF Grenoble	Rapporteur
A. Bruand	Professeur Université Orléans	Examineur
F. Maraux	Responsable de programme CIRAD	Examineur
F. Papy	Directeur de Recherche INRA	Examineur

Pierre,

Finalement, je n'ai pas eu beaucoup de réunions de travail avec toi, mais elles ont quand même été productives ! (même si elles se sont terminées avec une légère insomnie...)

Amicalement

Guy

Remerciements

Ce mémoire présente le bilan des travaux effectués depuis ma thèse que j'ai soutenue en 1988. Je tiens tout d'abord à remercier ceux qui ont fortement contribué à mon apprentissage du métier de chercheur : Michel Sébillotte qui a été mon Professeur d'Agronomie et à qui je dois probablement le choix de cette profession, Jean Boiffin qui est à l'origine de mes principales orientations scientifiques, Jérôme Guérif qui m'a encadré de près durant ma thèse et qui m'a depuis toujours transmis son expérience, Pierre Stengel qui a toujours su déstabiliser mes certitudes au bon moment. Je pense aussi à Gérard Monnier, tuteur bienveillant pendant ma thèse, et à son grand sourire chaleureux.

J'ai pu conduire l'ensemble de ces travaux grâce à un travail en commun et de nombreuses discussions scientifiques avec mes collègues de l'INRA de Laon, notamment ceux de l'équipe « Etat physique ». J'ai encadré plusieurs thésards et stagiaires. J'ai eu la chance de collaborer avec des collègues de l'INRA d'Avignon, Bordeaux, Grignon, Orléans et Versailles. L'ensemble de ces relations de travail a été essentiel pour l'aboutissement des travaux entrepris.

J'ai travaillé avec l'ensemble des techniciens de l'équipe «Etat physique», qui ont mis en place les essais et réalisé avec rigueur les mesures nécessaires. L'équipe du secrétariat et des services communs à Laon m'a apporté une aide efficace dans les tâches administratives et matérielles. Tous ont contribué à ma production scientifique et à une ambiance de travail agréable, et je les en remercie vivement.

Je suis très heureux que Messieurs Boulègue, Bruand, Dexter, Gaudet, Maraoux, Mariotti et Papy aient accepté de faire partie de mon jury pour évaluer mon travail. La discussion qui s'est engagée avec eux est riche d'enseignements pour mener à bien mes recherches futures.

Je remercie Ary Bruand, Thierry Doré et Jean Roger-Estrade pour l'aide très précieuse qu'ils m'ont apportée lors de la rédaction de ce mémoire. J'associe à ce travail Line et Robin. J'ai une pensée pour mon père qui m'a transmis son goût pour le travail de la terre.

Sommaire

I. Présentation du candidat.....	4
Curriculum Vitae.....	4
Activités d’encadrement, d’animation, d’enseignement, et de valorisation de la recherche.....	6
II. Liste des publications.....	14
III. Présentation des travaux et perspectives de recherches....	27
IV. Liste des abréviations.....	78
IV. Sélection de publications.....	80

RICHARD Guy
né le 01/01/1962 à Villamblain (45), marié, 1 enfant
Chargé de Recherche 1^{ère} classe INRA, Unité d'Agronomie de Laon-Péronne

ETUDES ET DIPLOMES

- 1979 : Baccalauréat série C (Orléans)
1979-1981 : Classes préparatoires (Math. Sup./Spé. Bio.), Lycée Agricole du Chesnoy (45)
1981-1984 : Institut National Agronomique Paris-Grignon
Diplôme d'Ingénieur Agronome, « Sciences et Techniques des Productions Végétales »
1988 : Thèse de Docteur-Ingénieur de l'INA P-G, option « Sciences Agronomiques »

ACTIVITE PROFESSIONNELLE

- 1984-1985 : Volontaire du Service National Actif au Népal (encadrement INRA SAD Versailles)
Etude de la succession maïs/millet dans les collines pré-himalayennes
1985-1988 : Allocataire de recherche du Ministère de la Recherche
Préparation d'un doctorat en Agronomie sur la germination en conditions anoxiques
(encadrement INRA Science du Sol Avignon et Physiologie Végétale Bordeaux.)
1988-1989 : Chercheur contractuel INRA Laon (bourse post-doctorale Région Picardie)
1989-1993 : Chargé de recherche 2^{ème} classe, INRA Agronomie Laon
Depuis 1993 : Chargé de recherche 1^{ère} classe, INRA Agronomie Laon

PUBLICATIONS SCIENTIFIQUES

- 27 Articles publiés dans les Revues à Comité de Lecture International, dont 9 en premier auteur et 9 avec un étudiant (stagiaire, thésard ou post-doc). Principales revues :
Soil & Tillage Research [6 articles], European Journal of Soil Science[4], Agronomie [4]
Soil Science Society of America Journal [3], Soil Technology [2], Agricultural and Forest Meteorology [1],
- 1 Article de synthèse (key-note d'un congrès de l'ISTRO) et 8 Chapitres d'ouvrage
- 1 Création informatique (logiciel SISOL)
- 50 Communications à des congrès et colloques, dont 26 avec publications intégrales (participation à 25 colloques et congrès, dont un congrès invité)
- 9 Articles de vulgarisation

ENCADREMENT/CO-ENCADREMENT SCIENTIFIQUE

- Thèses : 5 (dont 1 en cours)
- Post-doc et CDD Ingénieur d'une année : 4 (dont 1 en cours)
- DEA/DAA : 6, Ingénieurs Ecoles Agriculture : 8, BTS :1

ANIMATION DE LA RECHERCHE

Depuis 1998, animateur de l'équipe de recherche « Maîtrise de l'état physique des sols cultivés », INRA-Agronomie Laon-Péronne (6 chercheurs/ingénieurs, dont 2 jeunes chercheurs et 8 techniciens)

Animation ou co-animation (*) de six projets de recherche :

- AIP INRA « Eau » (Structure et bilan hydrique du sol, 1993-1995)
- Programme Régional Picardie (Semences artificielles, 1994-1995)
- Programme GESSOL du Ministère de l'Environnement
(Structure et Dénitrification, 1999-2001)*

Programme INRA Agriculture de Précision (Travail du sol, 2002-2004)*
Programme Actions Intégrées avec le Royaume-Uni (Compactage du sol, 1999-2000)
Programme Actions Intégrées avec la Belgique (Travail du sol et érosion, 2002-2003)

Participation à 20 contrats de recherche de programmes INRA, du Ministère de la Recherche, de l'Environnement ou de l'Agriculture, une Action Concertée Européenne et quatre Programmes d'Actions Intégrées (Royaume-Uni, Belgique, Allemagne)

Responsable du groupe de travail INRA sur le travail du sol (1998)

Participation à : 6 jurys de thèse (dont 2 en tant qu'encadrant)
9 comités de pilotage de thèse
10 jurys de concours : AI[3 jurys], IR[1], ASC[3], CR[2], Maître de Conférence[1]

Organisation de séminaires

1998 : séminaire INRA Département EA « Structure du sol et Hydrologie »
(50 participants, 2 jours)

2001 : conférence INRA/ITCF « Semis direct », SIMA (200 participants, 1/2 journée)

Relecture de 1 à 4 articles par an

Membre élu du Conseil Scientifique du Centre de Lille depuis 1994

Membre élu du Bureau de l'association scientifique internationale ISTRO (International Soil Tillage Research Organization) en tant que trésorier depuis 1997 (500 membres)

ENSEIGNEMENT

DAA et DEA INA P-G/Université Paris XI, DAA ENSA Rennes ou 3^{ème} année ESA Angers sur le thème de la prévision de la phase d'implantation des cultures ou des conditions physiques des sols cultivés (3 h/an)

De 1997 à 2000, organisation sur le site de Laon par l'équipe « Etat Physique » d'une journée de cours, d'ateliers méthodologiques et de modélisation sur le thème de l'état physique des sols cultivés

Licence Professionnelle Université Amiens (6 h en 2002) sur le fonctionnement physique des sols

ACTIONS DE VALORISATION ET DE TRANSFERT

Participation à l'expertise sur la séquestration, du Carbone dans les sols cultivés suite à la demande du Ministère de l'Environnement auprès de l'INRA (2002)

Projets de recherche conduits avec des partenaires d'aval :

- MENNESSON (Mise au point de tests de levée sur betterave)
- MONSANTO (Etude du semis sous couvert)
- ITB (Maîtrise de l'implantation de la betterave)
- AGROTRANSFERT Picardie et ITCF (Réduction des charges fixes)
- ITCF (Caractérisation des lits de semences, Gestion des pailles après récolte)

Stages d'étudiants co-encadrés par des partenaires d'aval : CTIFL (Travail du sol) et ITCF (Chaulage)

Participations à la mise au point de protocoles, à l'analyse de données d'expérimentation de terrain sur les modalités de travail du sol et de semis avec l'ITB, l'ITCF et le CTIFL.

Exposé et visite sur le terrain autour du thème « travail du sol/semis » (une demi-journée/an) : Chambres Agriculture, ITB, CIVC Epernay, Sucrieries, Négociants

Depuis 2000, participation au comité de pilotage de la mission « Erosion » mise en place dans l'Aisne dans le cadre de la Charte pour l'Environnement et le Développement Durable.

ACTIVITES d'encadrement, d'enseignement, d'animation et de valorisation de la recherche

ENCADREMENT SCIENTIFIQUE (* en co-encadrement)	7
POST-DOCTORANTS	7
CDD INGÉNIEURS.....	7
THÈSES	7
DEA, DAA.....	7
INGÉNIEURS ECOLES AGRICULTURE.....	7
AUTRES.....	7
ANIMATION DE LA RECHERCHE	8
ANIMATION D'ÉQUIPE DE RECHERCHE	8
ANIMATION DE CONTRATS DE RECHERCHE	8
JURY DE THÈSE	8
COMITÉ DE PILOTAGE DE THÈSE.....	8
JURY DE CONCOURS	9
GROUPE DE TRAVAIL.....	9
ORGANISATION DE SÉMINAIRES ET COLLOQUES	9
RELECTURE	9
MEMBRES DE CONSEILS.....	9
ANIMATION D'ASSOCIATION SCIENTIFIQUE.....	9
ENSEIGNEMENT	9
ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR	9
FORMATION PROFESSIONNELLE	10
CONTRATS DE RECHERCHE	10
CONTRATS UE.....	10
PROGRAMMES D' ACTIONS INTÉGRÉES (COLLABORATIONS BILATÉRALES).....	10
AIP INRA.....	10
ACTION INRA/CIRAD	11
PROGRAMMES DES MINISTÈRES DE LA RECHERCHE, DE L' AGRICULTURE OU DE L' ENVIRONNEMENT	11
PROGRAMMES RÉGIONAUX	11
MISSIONS, COLLOQUES ET CONGRES	11
MISSIONS	11
CONGRÈS D' ASSOCIATIONS SCIENTIFIQUES.....	12
COLLOQUES.....	12
PROJETS EUROPÉENS	12
RELATIONS AVEC LE DÉVELOPPEMENT AGRICOLE ET L'INDUSTRIE	12
COLLECTIVITÉS TERRITORIALES	12
ORGANISMES PROFESSIONNELS	12
INSTITUTS TECHNIQUES.....	13
SEMENCES ET PRODUITS PHYTOSANITAIRES	13
GROUPES SUCRIBERS, NÉGOCIANTS.....	13
MANIFESTATIONS A L'ATTENTION DU GRAND PUBLIC	13
MEMBRES D'ASSOCIATIONS SCIENTIFIQUES	13

ENCADREMENT SCIENTIFIQUE (* en co-encadrement)

Post-doctorants

- C. Bazinet* (1 an, 1995) : Germination d'embryons somatiques de la carotte enrobée
S. Assouline* (2 mois, 1996) : Modélisation des transferts d'eau dans les sols cultivés
A. Trautner* (2 mois, 2000) : Compactage des horizons non-travaillés des sols cultivés
J. Pereira (1 an, 2001-2002) : Etat structural du sol en non-labour et sensibilité au compactage

CDD Ingénieurs

- H. Beauvils* (2 mois, 1998) : Interfaçage sous WIN95 du logiciel SISOL
E. Frot* (1 an, 1999) : Infiltration des sols cultivés en fonction de leur état de surface
J.P. Ducatez* (1 an, 2000) : Modélisation du ruissellement au sein d'un bassin versant agricole
J. Léonard (3 mois, 2001) : Modélisation du ruissellement au sein d'un bassin versant agricole

Thèses

- M. Sené* (ENSAM, 1993-1995) : Travail du sol et implantation de l'arachide
J.N. Aubertot* (INA-PG 1995-1998) : Simulation de la levée des cultures semées
J.F. Sillon (INA P-G, 1994-1999) : Modélisation de l'état hydrique des sols cultivés
M. Plisson* (INA P-G, 1996-1999) : Propriétés mécaniques des pailles après récolte
A. Samouélian* (Université Orléans, 2001-) : Fissuration des horizons cultivés

DEA, DAA

- S. Lesignor* (INA P-G, 1989) : Semis de la betterave sucrière sous couvert d'une céréale
M. Elguerrouj (INA P-G, 1990) : Semis de la betterave sucrière sous différents couverts
L. Fruit* (Université Lyon, 1996) : Biotransformations C et N en fonction du contact sol/résidus
M. Plisson (INA P-G, 1996) : Prévision des jours disponibles en sol de craie
S. Lebonniec* (ENSA Rennes, 2000) : Modélisation température et humidité des lits de semences
N. Ezzine* (ENS Géologie Nancy, 2001) : Incorporation de paille et propriétés hydrodynamiques

Ingénieurs Ecoles Agriculture

- A. Mullié (ISA Lille, 1991) : Levée de la betterave sucrière en fonction des modalités de semis
F. Parrant (ENITA Dijon, 1991) : Etat physique des lits de semences de betterave sucrière
P. Blouin (ESA Angers, 1992) : Effet du type de sol sur l'implantation de la betterave sucrière
E. Allongé* (ISA Beauvais, 1993) : Compactage du sol après semis et récolte
F. Prévost (ISA Lille, 1994) : Préparation d'un lit de semences en fonction de l'humidité du sol
X. Delsert* (ISA Lille, 1999) : Structure du sol et systèmes de culture
B. Jouve* (ISARA Lyon, 1999) : Amendements organiques et propriétés physiques du sol
V. Garros* (ESA Purpan, 2000) : Chaulage et stabilité structurale des sols acides

Autres

- R. Darthus (1997, IUT Amiens) : Transcription et amélioration du modèle SISOL

ANIMATION DE LA RECHERCHE

Animation d'équipe de recherche

Animateur de l'équipe « Maîtrise de l'état physique des sols cultivés » au sein de l'Unité INRA-Agronomie de Laon-Péronne depuis 1998 (5 à 8 chercheurs/ingénieurs et 8 techniciens)

Animation de contrats de recherche

Programme d'Actions Intégrées avec le Royaume-Uni Alliance

Projet « Compactage des sols cultivés » (M. O'Sullivan, SAC, Ecosse, 1999-2000)

Programme d'Actions Intégrées avec la Belgique Tournesol

Projet « Travail du sol et Erosion » (G. Govers, Université Leuven, 2002-2003)

AIP INRA « Eau »

Projet « Prédiction du bilan hydrique d'un sol nu ou faiblement couvert en fonction de l'état structural de la couche labourée » (INRA Bioclimatologie Grignon et Science du Sol Avignon, 1993-1995)

Programme « Gessol » du Ministère de l'Environnement (co-animateur)

Projet « Estimation des flux spatio-temporels de protoxyde d'azote en fonction du type de sol, du type de pratique culturale et de l'état hydrique » (INRA Science du Sol Dijon, Orléans et Avignon, EGC Grignon, 1999-2001)

Programme « Semences Artificielles » du Biopôle Végétal de Picardie

Projet « Conditions d'obtention de plantules de carotte à partir de semences artificielles » (UTC Compiègne, 1994-1995)

Jury de thèse

M. Sené (ENSAM, 1995) : Travail du sol et implantation de l'arachide (co-encadrant)

A. Schneider (INA P-G, 1998) : Pelliculage et imbibition des semences de maïs

E. Pradel (Université Clermont Ferrand, 1998) : Régime thermique des sols de vignoble du Bordelais

J.F. Sillon (INA P-G, 1999) : Modélisation de l'état hydrique des sols cultivés (encadrant)

E. Delacre (Université d'Artois, 2000) : Caractérisation thermique des matériaux poreux

R. Rouweure (Université Clermont-Ferrand, 2001) : Caractérisation de la surface du sol par micro-ondes

Comité de pilotage de thèse

A. Schneider (INRA Science du Sol Avignon, 1994-1996) : Pelliculage et imbibition des semences de maïs

E. Pradel (INRA Bioclimatologie Bordeaux, 1995-1998) : Régime thermique des sols du vignoble Bordelais

P. Personnic (INRA Bioclimatologie Grignon, 1995-1999) : Microclimat des vignobles de Champagne

G. Bastet (INRA Science du Sol Orléans, 1996-1999) : Prédiction de la rétention en eau des sols

V. Gaillard (INRA Science du Sol Versailles, 1997-2000) : Etude du contact sol/résidus

F. Lecompte (INRA APC Guadeloupe, 1999-) : Mise en place du système racinaire du bananier

C. Coutadeur (INRA/INA P-G Agronomie, 2000-) : Infiltration dans les sols à structure hétérogène

A. Joannon (INRA/INA P-G SAD, 2001-) : Régulation des flux érosifs dans une coordination de voisinage

S. Leguédois (INRA Science du Sol Orléans, 2001-) : Erosion diffuse des terres agricoles

Jury de concours

INRA

- Assistant-Ingénieur : Science du Sol Avignon (1992), Agronomie Laon (1993)
- Transformation d'emploi Technicien de Recherche /Assistant Ingénieur (1998)
- Ingénieur de Recherche : Bioclimatologie Grignon (1996)
- Assistant Scientifique Contractuel : Départements d'Agronomie (1995), Environnement et Agronomie (1998 et 2000)
- Chargé de Recherches : Départements de Science du Sol (1994), Environnement et Agronomie (2001)

Autres

- Maître de Conférence : ENSA Rennes (1999)

Groupe de travail

- INRA-Département Environnement et Agriculture. Etat des lieux et perspectives concernant les recherches sur le travail du sol (10 pages, 1998)
- INRA-CIRAD et Agriculture durable : groupe de travail sur le semis direct (1999)
- INRA-Cemagref et Agriculture de Précision : groupe de travail sur le travail du sol (2000)

Organisation de séminaires et colloques

- Séminaire « Structure/Travail du sol et Hydrologie de Surface » organisé dans le cadre du département Environnement et Agronomie avec B. Seguin (21-22/10/1998)
- Conférence-débat « Du labour au semis direct : enjeux agronomiques » organisé dans le cadre du SIMA 2001 avec J. Roger-Estrade et P. Tallon (21/02/2001).

Relecture

Un à quatre articles relus par an pour les revues : Soil & Tillage Research, Etude et Gestion des Sols, Agronomie, Canadian Journal of Soil Science, Soil Science Society of America Journal

Membres de conseils

Elu au Conseil scientifique du Centre de Lille depuis 1994

Animation d'association scientifique

Membre élu du Bureau de l'association scientifique internationale ISTRO (International Soil Tillage Research Organization) en tant que trésorier depuis 1997 (500 membres, 12 Branches Nationales)

ENSEIGNEMENT

Enseignement supérieur

- DEA « Ecologie et Productions végétales », INA P-G/Université Paris XI : "Principes et intérêts de la modélisation pour l'étude de l'implantation des cultures". Cours (1/2 journée/an, de 1989 à 1993)

- DEA « Biodiversité et adaptation des peuplements végétaux cultivés » INA P-G/Université Paris XI : « Prévion de l'état physique des sols cultivés, conséquences sur l'implantation des cultures » (1/2 journée de cours/an, 1995 et 1996)
- DAA « Sciences et Techniques des Productions Végétales » ENSA de Rennes : « Effet des systèmes de culture sur les conditions physiques au sein de la couche labourée » : Cours et TD (1 journée/an, en 1997 et 1998)
- Elèves-Ingénieurs de l'ESA d'Angers (3ème année) : « Facteurs de variation de l'implantation des cultures ». Cours et TD (1 journée/an, de 1993 à 1996)
- Depuis 1997, accueil des étudiants de DEA et DAA de l'INA P-G à Laon durant une journée (avec ceux de Rennes en 1999). Organisation d'ateliers de méthodologiques et de modélisation
- Licence Professionnelle « Agriculture Durable » Université d'Amiens (6 h en 2002) : Fonctionnement physique des sols cultivés

Formation professionnelle

- Ingénieurs ITB, Laon (1996) : prévision du comportement physique du sol (3 heures)

CONTRATS DE RECHERCHE

Contrats UE

Action Concertée « Experiences with the impact of subsoil compaction on soil, crop growth and environment and ways to prevent subsoil compaction » (1998-2000)

Programmes d'Actions Intégrées (Collaborations bilatérales)

Coopération INRA/BBSRC, projet « Implantation des cultures » (R. Whalley, Silsoe, Angleterre, 1998)

Programme Alliance, projet « Compactage des sols cultivés » (M. O'Sullivan, SAC, Ecosse, 1999-2000)

Coopération avec la Suède, projet « Simplification du travail du sol » (J. Ardivinsson, Université Uppsala, 2002-2003)

AIP INRA

- « Implantation et croissance juvénile des cultures »

Projet « Modélisation de la germination de la betterave sucrière en conditions d'hypoxie » (1985-1988)

- « Eau »

Projet « Prévion du bilan hydrique d'un sol nu ou faiblement couvert en fonction de l'état structural de la couche labourée » (1993-1995)

- « ECOSOL »

Projet « Hétérogénéité spatiale de l'activité des microorganismes décomposeurs des matières organiques dans les sols : mise en évidence, paramètres explicatifs » (1995-1997)

Action INRA/CIRAD

Projet : Impact du semis direct sous couverture sur la structure du sol et la matière organique : conséquences sur les propriétés physiques et les ressources azotées (2001-2003)

Programmes des Ministères de la Recherche, de l'Agriculture ou de l'Environnement

▪ Programme « Sources Alimentaires »

Projet « Analyse et prévision de la réussite de l'implantation d'une culture en fonction des conditions de préparation de sol et de semis. Application au cas de la betterave sucrière » (1990-1992)

▪ Programme « Agriculture Demain »

Projet « Implications agronomiques des stratégies de réduction des charges fixes des exploitations de grande culture » (1993-1995)

Projet « Amélioration de la qualité du lit de semence et réduction du nombre de passages par l'automatisation des outils » (1995- 1997)

Projet « Gestion des pailles en vue de la simplification du travail du sol » (1996-1998)

▪ Programme « GESSOL »

Projet « Estimation des flux spatio-temporels de protoxyde d'azote en fonction du type de sol, du type de pratique culturale et de l'état hydrique » (1999-2000)

Projet « Maîtrise de l'érosion hydrique des sols cultivés » (1999-2001)

Projet « Dégradation physique des sols de vigne » (2001-2003)

▪ ACI « Prévention des Catastrophes Naturelles »

Projet « Modélisation hydrologique distribuée de l'impact d'actions anthropiques en milieu cultivé sur la genèse de crues extrêmes » (2001-2002)

▪ Programme National de Recherches en Hydrologie (PNRH)

Projet « Suivi dynamique de la cartographie de la détention hydrique à la surface d'un sol à l'aide d'une méthode photogrammétrique » (2001-2002)

Projet « Hydraulique du ruissellement sur des surfaces rugueuses » (2001-2002)

Programmes régionaux

▪ Programme « Semences Artificielles » du Biopôle Végétal de Picardie

Projet « Conditions d'obtention de plantules de carotte à partir de semences artificielles » (1994-1995)

▪ Programme « Jours disponibles » de la Chambre d'Agriculture de la Marne

Projet « Prévision de l'humidité du sol au printemps au moment de semis » (1995-1999)

▪ Programme « Erosion » de la DRAF, DIREN et Région Picardie

Projet « Erosion »: outil d'aide à la gestion agronomique des bassins versants » (1998-2000)

MISSIONS, COLLOQUES ET CONGRES

Missions

▪ Angleterre « Implantation des cultures » 1990 (Brooms's Barn et Wellesbourne), 1998 (Silsoe College)

▪ Canada/USA 1993 « Travail du sol et transfert hydrique » (Guelph University, Saint-Paul University, Ames USDA)

▪ Guadeloupe 1997 « Structure du sol » (INRA APC)

- USA 1998 « Travail du sol » (Madison University)
- Maroc 1998 « Travail du sol et gestion de l'eau » (IAV Rabat, ESA Meknès)
- Ecosse 1999 « Compactage des sols cultivés » (SAC Edimburgh)

Congrès d'Associations Scientifiques

- Association Internationale de Science du Sol, AISS (Montpellier 1998)
- Fédération Européenne pour une Agriculture Durable, ECAF (Madrid, 2001)
- Institut International de Recherche sur la Betterave Sucrière, IIRB (Beaune 1995)
- Organisation Internationale de Recherches sur le Travail du Sol, ISTRO (Ecosse 1988, Danemark 1994, Pologne 1997, USA 2000)
- Société Européenne de Géophysique, EGS (Nice 2000)
- Société Européenne d'Agronomie, ESA (Paris 1990, Angleterre 1992, Pays-Bas 1996)
- Société Américaine de Science du Sol, SSSA (USA 1993, 2001)

Colloques

- « Structure du sol » (Laon 1990, Bondy 2001)
- « Implantation des cultures » (Arcis sur Aube 1990, Chauny 1993)
- « Biotechnologies » (Compiègne 1991, 1995)
- « Réflectométrie dans le domaine temporel, TDR » (Danemark 1994)
- « Travail du sol » (Montpellier 1996, Belgique 1997)
- « Systèmes de Culture Durables » (USA 1998)
- « Mécanique du sol » (Allemagne 1999)
- « Erosion » (Strasbourg, 2001)

Projets européens

- « Propriétés Hydrodynamiques des sols : fonctions de pédo-transfert » (Orléans 1996)
- « Compactage du sous-sol des sols cultivés » (Pays-Bas 1998, Allemagne 1999, Suède 2000)

RELATIONS AVEC LE DEVELOPPEMENT AGRICOLE ET L'INDUSTRIE

Collectivités Territoriales

- 1989-1998, participation aux activités de recherches du Biopôle Végétal de Picardie, dans le cadre de la section AgroTransfert (charges de mécanisation) et du programme sur les semences artificielles
- Depuis 2000, participation au comité de pilotage de la mission « Erosion » mise en place dans l'Aisne dans le cadre de la Charte pour l'Environnement et le Développement Durable

Organismes professionnels

- Chambre Agriculture de la Marne : projet « Jours disponibles » cofinancement thèse J.F. Sillon (1995-1999)
- Chambre Agriculture de la Somme, GTA Marle, CETA Marne, CIVC Epernay: exposé sur le travail du sol, sur la caractérisation physique des sols, sur la levée des cultures

Instituts techniques

ITB

- Contrat « Agriculture-Demain » : Projet « Implantation de la betterave » (1990-1993)
- Mise au point d'expérimentations, expérimentations en commun, participation à des démonstrations
- Formation, échanges et vulgarisation

ITCF

- Contrats « Agriculture-demain » : Projets « Réduction des charges fixes » (1995-1997) et « Gestion des pailles après récolte » (1996-98)
- Expérimentation commune concernant la gestion des pailles après récolte (1998)
- Etude des conséquences du chaulage sur la stabilité structurale (1999)

Semences et produits phytosanitaires

- Menesson : tests de levée de la betterave sucrière en fonction des conditions de semis (1986-88)
- Monsanto : expérimentation « semis sous couvert » (1989-92)

Groupes sucriers, négociants

- Sucreries Arcis sur Aube (10), Aulnois sous Laon (02) et Marle (02) : expérimentation « semis sous couvert » (1989-92)
- Etablissement Soufflet (Nogent, 10), Sucrerie Vic sur Aisne (02): exposés sur l'implantation des cultures (1991 et 1995)

MANIFESTATIONS A L'ATTENTION DU GRAND PUBLIC

- INRA Laon : Portes ouvertes « Centenaire de la Station Agronomique de l' Aisne » (1989)
- INRA Laon : Portes ouvertes « Cinquantenaire de l'INRA » (1997)
- SIMA Paris : Animation du stand INRA/CEMAGREF « Agriculture de Précision » (1999)
- SIMA Paris : Animation du stand INRA « Le sol : un capital à préserver » (2001)

MEMBRES D'ASSOCIATIONS SCIENTIFIQUES

- ISTRO : International Soil Tillage Research Organization (depuis 1991)
- AFES : Association Française pour l'Etude des Sols (depuis 1997)
- SSSA : Soil Science Society of America (depuis 1998)
- APAD : Association Pour une Agriculture Durable (depuis 1998)

LISTE DES PUBLICATIONS

1 PUBLICATIONS SCIENTIFIQUES	15
1.1 RAPPORTS DIPLÔMANTS	15
1.2 ARTICLES PRIMAIRES	15
1.2.1 <i>Périodiques à comité de lecture</i>	15
1.2.2 <i>Chapitres d'ouvrage à comité de lecture</i>	17
1.2.3 <i>Communications à des congrès</i>	18
1.2.4 <i>Rapports de contrats de recherche</i>	21
1.3 SYNTHÈSES SCIENTIFIQUES	22
1.3.1 <i>Périodiques à comité de lecture</i>	22
1.3.2 <i>Chapitres d'ouvrage</i>	22
1.3.3 <i>Communications à des congrès</i>	23
 2 PUBLICATIONS A VOCATION DE TRANSFERT OU RELATIFS A L'ANIMATION DE LA RECHERCHE.....	 23
2.1 TRAVAUX PERSONNELS	23
2.1.1 <i>Périodiques sans comité de lecture</i>	23
2.1.2 <i>Comptes-rendus de colloques</i>	24
2.1.3 <i>Rapports écrits</i>	24
2.1.4 <i>Créations Informatiques</i>	24
2.2 TRAVAUX ENCADRÉS OU COORDONNÉS PAR L'AUTEUR.....	24
2.2.1 <i>Edition d'un ouvrage collectif</i>	24
2.2.2 <i>Mémoires de stages</i>	25

1 PUBLICATIONS SCIENTIFIQUES

1.1 Rapports diplômants

- 1- Richard G., Adlan N., Campredon P., 1984. Méthodes de diagnostic des conditions d'alimentation azotée et carbonée de la phase semis-floraison du blé d'hiver. Mémoire de 3^{ème} année de l'INA P-G option « Sciences et Techniques des Productions Végétales », 220 p.
- 2- Richard G., 1988. La germination des semences de betterave sucrière en conditions d'hypoxie : modélisation, contribution à un diagnostic au champ. Thèse de Docteur-Ingénieur option « Sciences Agronomiques », INA P-G, 102 p.

1.2 Articles primaires

1.2.1 Périodiques à comité de lecture

- 3- Richard G., Guérif J., 1988. Modélisation des transferts gazeux dans le lit de semences : application au diagnostic des conditions d'hypoxie des semences de betterave sucrière (*Beta vulgaris* L.) pendant la germination. 1. Présentation du modèle. *Agronomie*, 8, 539-547.
- 4- Richard G., Guérif J., 1988. Modélisation des transferts gazeux dans le lit de semences : application au diagnostic des conditions d'hypoxie des semences de betterave sucrière (*Beta vulgaris* L.) pendant la germination. 2. Résultats des simulations. *Agronomie*, 8, 639-646.
- 5- Richard G., Raymond P., Corbineau F., Pradet A., 1989. Effect of the pericarp on sugar beet (*Beta vulgaris* L.) seed germination : study of the energy metabolism. *Seed Science & Technology*, 17, 485-497.
- 6- Richard G., Bruckler L., Bertuzzi P., 1989. Analyse critique d'une méthode numérique d'estimation de la conductivité thermique d'un sol *in situ*. *Soil Technology*, 2, 221-241.
- 7- Richard G., Boiffin J., Duval Y., 1995. Direct drilling of sugar beet into a catch crop : effects on soil physical conditions and crop establishment. *Soil & Tillage Research*, 34, 169-185.
- 8- Bazinet C., Durr C., Richard G., Barbottin J.N. 1996. Regeneration into plantlets of encapsulated somatic carrot embryos : influence of growth conditions. *Biotechnology letters*, 10, 983-986.
- 9- Cellier P., Richard G., Robin P., 1996. Partition of sensible heat fluxes between bare soil and the atmosphere. *Agricultural and Forest Meteorology*, 82, 245-265.
- 10- Robin P., Cellier P., Richard G., 1997. Theoretical and field comparisons of two types of heat fluxmeter. *Soil Technology*, 10, 185-206.
- 11- Brisson N., Mary B., Ripoche D., Jeuffroy M.H., Ruget F., Nicoullaud B., Devienne-Baret F., Antonioletti R., Dürr C., Richard G., Beaudoin N., Recous S., Tayot X., Plenet D., Cellier P., Machet J.M., Meynard J.M., Delécolle R., 1998. STICS : a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balances. I. Theory and parametrization applied to wheat and corn. *Agronomie*, 18, 311-346.

- 12- Chanzy A., Chadoeuf J., Gaudu J.C., Morath D., Richard G., Bruckler L., 1998. Soil moisture monitoring at field scale using automatic capacitance probes. *European Journal of Soil Science*, 49, 637-648.
- 13- Richard G., Cellier P., 1998. Effect of soil tillage on bare soil energy balance and thermal regime : an experimental study. *Agronomie*, 18, 163-181.
- 14- Aubertot J.N., Durr C., Kieu K., Richard G., 1999. Characterization of sugar beet (*Beta vulgaris* L.) seedbed structure. *Soil Science Society of America Journal*, 63, 1377-1384.
- 15- Duquenne P., Chenu C., Richard G., Catroux G., 1999. Effect of carbon supply and its location on competition between an inoculated and established strain in soil sterile microcosm. *FEMS Microbiology Ecology*, 29, 331-339.
- 16- Gaillard V., Chenu C., Recous S., Richard G., 1999. C, N and microbial gradients induced by plant residues decomposing in soil. *European Journal of Soil Science*, 50, 567-578.
- 17- Richard G., Boizard H., Roger-Estrade J., Boiffin J., Guérif J., 1999. Study of soil compaction due to traffic in field conditions : pore space and morphological analysis. *Soil & Tillage Research*, 51, 151-160.
- 18- Roger-Estrade J., Richard G., Manichon H., 2000. A compartmental model to simulate temporal changes in soil structure under two cropping systems with annual mouldboard ploughing in a silt loam. *Soil & Tillage Research*, 54, 41-53.
- 19- Roger-Estrade J., Richard G., Boizard H., Boiffin J., Caneill J., Manichon H., 2000. Modelling changes in the tilled layer structure over time as a function of cropping systems. *European Journal of Soil Science*, 51, 455-474.
- 20- Plisson M., Richard G., Recous S., Guérif J., 2000. Change in mechanical properties of wheat straw by decomposition and moisture content. *Applied Engineering in Agriculture*, 6, 657-664.
- 21- Durr C., Aubertot J.N., Richard G., Dubrulle P., Duval Y., Boiffin J., 2001. SIMPLE, a model for SIMulation of PLant Emergence. *Soil Science Society of America Journal*, 65, 414-420.
- 22- Richard G., Sillon J.F., Marloie O., 2001. Comparison of Inverse and Direct Evaporation Methods for Estimating Soil Hydraulic Properties under Different Tillage Practices. *Soil Science Society of America Journal*, 65, 215-224.
- 23- Richard G., Cousin I., Sillon J.F., Bruand A., Guérif J., 2001. Effect of compaction on soil porosity : consequences on hydraulic properties. *European Journal of Soil Science*, 52, 49-58.
- 24- Roger-Estrade J., Colbach N., Leterme P., Richard G., Caneill J., 2001. Modelling vertical and lateral displacement of weed seeds during mouldboard ploughing. *Soil & Tillage Research*, 63, 35-50.
- 25- Boizard H., Richard G., Roger-Estrade J., Dürr C., Boiffin J., Cumulative effects of cropping systems on the structure of the tilled layer in northern France. *Soil & Tillage Research (Special Issue)*, 64, 149-164.

- 26- Aubertot J.N., Dürr C., Richard G., Souty N., Duval Y. Prediction of sugar beet (*Beta vulgaris* L.) seedlings emergence from beneath a crust. *Plant and Soil*, sous presse.
- 27- Colbach N, Chauvel B, Dürr C, Richard G. Effect of environmental conditions on *Alopecurus myosuroides* germination with time. I. Effect of temperature and light *Weed Research*, sous presse.
- 28- Colbach N, Chauvel B, Dürr C, Richard G. Effect of environmental conditions on *A. myosuroides* (*Alopecurus myosuroides* Huds.) germination with time. II. Effect of moisture conditions and storage length. *Weed Research*, sous presse.

Articles soumis :

- 29- Défossez P., Richard G. Compaction of tilled topsoil due to traffic: a review of models tested in field conditions. *Soil & Tillage Research*.
- 30- Défossez P., Richard G. Boizard, H., O'Sullivan, M. Modelling change in soil compaction due to traffic as a function of soil water content. *Geoderma*, Special Issue of the Symposium « Effects of management practices on soil properties and processes », SSSA.
- 31- Recous S., Richard G., Fruit L., Guéris J. The « intimate » contact between particulate straw residue and soil matrix ; short effect on the mineralisation of C. *European Journal of Soil Science*.
- 32- Sillon J.F., Richard G, Cousin, I. Quantifying and Modelling the effect of soil structure induced by tillage and traffic on soil drying. *Geoderma*, Special Issue of the Symposium « Effects of management practices on soil properties and processes », SSSA.

1.2.2 Chapitres d'ouvrage à comité de lecture

- 33- Richard G., Cellier P., Chanzy A., 1994. Régime thermique des lits de semences. In « L'implantation de la betterave sucrière. Un point sur les recherches actuelles » J. Boiffin et E. Chopin de Janvry (éditeurs), Colloque INRA-ITB, Chauny (02), 4 juin 1993. Les colloques de l'INRA, n° 67, INRA, Paris, 87-104.
- 34- Richard G., Boiffin J., Duval Y., 1994. Analyse agronomique de la technique du semis de la betterave sucrière sous couvert d'une culture intermédiaire. In « L'implantation de la betterave sucrière. Un point sur les recherches actuelles » J. Boiffin et E. Chopin de Janvry (éditeurs), Colloque INRA-ITB, Chauny (02), 4 juin 1993. Les colloques de l'INRA, n° 67, INRA, Paris, 153-168.
- 35- Fruit L., Recous S., Richard G., 1999. Organic matter decomposition as a function of soil-residues contact : effect of soil structure and residues particle size. In Effect of mineral-organic-microorganisms interactions on soil and freshwater environments, Berthelin et al. (Editeurs), Kluwer Academic/Plenum Publishers (New-York), 189-196.

1.2.3 Communications à des congrès

Texte intégral

- 36- Richard G., Guerif J., 1988. Influence of aeration conditions in the seed bed on sugar beet seed germination : experimental study and model. Proceedings of the 11th Conference of the International Soil Tillage Research Organization, Edimbourg, pp. 103-108.
- 37- Boizard H., Richard G., Guéris J., Boiffin J., 1994. Effects of harvest and tillage operations on soil structure. Proceedings 13th International ISTRO Conference, 24-29 July 1994, Aalborg, Denmark, Vol. 1, pp. 19-24.
- 38- Durr C., Boiffin J., Dubrulle P., Richard G., 1994. Modelling sugar beet emergence and early growth. Proceedings 13th International ISTRO Conference, 24-29 July 1994, Aalborg, Denmark, Vol. 2, pp. 1143-1148.
- 39- Richard G., 1994. Effets of sowing techniques on the physical conditions of different soil types. Proceedings 13th International ISTRO Conference, 24-29 July 1994, Aalborg, Denmark, Vol. 1, pp. 173-178.
- 40- Bazinet C., Durr C., Richard G., Barbottin J.N., 1995. From encapsulated embryos to plantlet regeneration. Proceedings of the 5th International Workshop on Seeds, 11-15 September, Reading, UK.
- 41- Durr C., Dubrulle P., Boiffin J., Richard G., Duval Y., 1995. Mise au point d'un modèle de simulation des levées de betterave sucrière. Proceedings of the 58e congress of IIRB, 19-22 juin 1995, Beaune, France, pp. 425-431.
- 42- Richard G., Boizard H., Prévost F. 1995. Qualité de la préparation du lit de semences en fonction des conditions d'intervention. Proceedings of the 58e congress of IIRB, 19-22 juin 1995, Beaune, France, pp. 523-528.
- 43- Richard G., Durr C., Bazinet C., Barbottin J.N., 1995. Obtention de plantules de carotte à partir d'embryons somatiques enrobés : effets des conditions de culture. . Actes du colloque "Biotechnologie 95, Rencontres en Picardie", Compiègne, France, 23-24 Octobre 1995, pp. 51-55.
- 44- Richard G., Boizard H., 1996. Effets des opérations de préparation du lit de semences et de semis sur la structure de la couche labourée. In Les relations sol-machines, D. Pillot (éditeur), Compte-rendu de l'atelier CIRAD, Montpellier, 11-12/09/1996, pp. 119-124.
- 45- Richard G., Sillon, J.F., Marloie O., 1996. Effects of soil tillage on the hydraulic properties of tilled layers: conséquences on pedotransfer functions. In The use of pedotransfer in soil hydrology research in Europe, A. Bruand, O. Duval, H. Wösten, A. Lilly (Editors), INRA Orléans and ISPRA, pp. 97-104.
- 46- Aubertot J.N., Durr C., Richard G., 1997. Analysis of sugar beet seed bed structure for modelling seedling emergence. Proceedings of the 14th ISTRO Conference, Pulawy, Poland, 27/7-1/8/1997, pp. 51-54.

- 47- Plisson M., Guéris J., Recous S., Richard G., 1997. Changes in mechanical properties of straw with decomposition. International Conference on Plant Biomechanics , Reading (UK), 8-12/9/1997, pp. 267-273.
- 48- Richard G., Boizard H., Guéris J., 1997. Soil compaction and fragmentation at seed bed preparation as a function of soil moisture and tyre inflation pressure in loess and chalky soils. Proceedings of the 14th ISTRO Conference, Polawy, Poland, 27/7-1/8/1997, pp. 563-566.
- 49- Richard G., Cellier J., 1997. Effects of soil tillage on water balance and thermal regime : experimental study and modelling. Proceedings of the 14th ISTRO Conference, Pulawy, Poland, 27/7-1/8/1997, pp. 567-570.
- 50- Boizard H., Richard G., Guéris J., 1998. Effect of cropping systems on subsoil compaction : preliminary results of a long-term experiment in France. In Experiences with the impact and prevent of subsoil compaction in the European Community, J.J.H. van den Akker, J. Arvidsson, R. Horn (Editeurs), pp. 64-70.
- 51- Recous S., Richard G., Fruit L., Chenu C., Angers D., 1998. Factors affecting the contact between soil and incorporated crop residues ; short-term effects on C evolution. 16^e Congrès de l'AISS, Montpellier.
- 52- Richard G., Boizard H., Roger-Estrade J., 1998. Effect of Cropping Systems on the Structure of the Ploughed Layer : Results of a Long-Term Experiment and Modelling. Proceedings of the Workshop on Sustainable Tillage Systems, R.L. Raper Editor Auburn-AL, USA. pp. 7-16.
- 53- Richard G., Sillon J.F., Marloie O., 1998. Effect of soil compaction on the hydraulic properties of the tilled layer. 16^e Congrès de l'AISS, Montpellier.
- 54- Sillon J.F., Richard G., 1998. Effect of soil tillage on soil drying in loess and calcareous soils. 16^e Congrès de l'AISS, Montpellier.
- 55- Berthoud, P., Richard, G., O'Sullivan, M.F., 2000. Evaluation of a simplified method to predict soil compaction. 15^{ème} Congrès de l'ISTRO, Fort Worth (USA, TX), 2/7-7/7 2000.
- 56- Boizard H., Richard G., Roger-Estrade J., Boiffin J., 2000. Cumulative effects of cropping systems on the structure of the tilled layer in northern France. 15^{ème} Congrès de l'ISTRO, Fort Worth (USA, TX), 2/7-7/7 2000.
- 57- Colbach N., Dürr C., Richard G., Chauvel B., 2000. Modelling blackgrass (*Alopecurus myosuroides* Huds.) germination and emergence, in interaction with seed characteristics, soil climate and structure. XI^{ème} colloque international sur la Biologie des mauvaises herbes, Dijon, 6-8 septembre 2000.
- 58- Richard G., Cousin I., Sillon J.F., Bruand A., 2000. Effect of soil management on soil porosity and hydraulic properties. 15^{ème} Congrès de l'ISTRO, Fort Worth (USA, TX), 2/7-7/7 2000.
- 59- Roger-Estrade J., Richard G., Boizard H., Boiffin J., Caneill J., Manichon H., 2000. Modelling cropping effects on changes with time in the tilled layer structure of plowed fields in a loamy soil. 15^{ème} Congrès de l'ISTRO, Fort Worth (USA, TX), 2/7-7/7 2000.

- 60- Roulier S., Ludwig B., Auzet A.V., Angulo-Jaramillo R., Bresson L.M., Frot E., Gaudet J.P., Richard G., 2000. Conductivité hydraulique effective de sols sensibles à la battance en fonction des états de surface et du tassement. Colloque PNRH, Toulouse, 6 pages.
- 61- Défossez P., Richard G., Boizard H., O'Sullivan O., 2001. Influence of soil water content profile on compaction. Congrès « Sustainable Soil Management for Environmental Protection Soil Physical Aspects », Florence, Italy, 2-7 July 2001, 6 pages.

Résumé

- 62- Richard G. 1990. Modelling sugar beet germination in hypoxia conditions. Proceedings of the 1st Congress of the European Society of Agronomy, Paris, 2 pages.
- 63- Richard G., Boiffin J. Duval Y., 1990. Influence of the undersowing technique on sugar beet establishment. Proceedings of the 1st Congress of the European Society of Agronomy, Paris, 2 pages.
- 64- Richard G., Boiffin J., 1992. Influence of undersowing technique on soil physical conditions: consequences for sugar beet establishment. Proceedings of the 2nd Congress of the European Society of Agronomy, Warwick (U.K.), pp. 368-369.
- 65- Richard G., Cellier P., Robin P., 1992. Temperature regime of bare soil during spring crop establishment. Proceedings of the 2nd Congress of the European Society of Agronomy, Warwick (U.K.), pp. 198-199.
- 66- Richard G., 1993. Undersowing as affecting soil physical conditions. Abstracts of the ASA-CSSA-SSSA Annual Meetings, Nov. 7-12, Cincinnati (USA).
- 67- Richard G., Cellier P., 1993. Modelling the effects of soil types on soil heat flux and soil temperature. Abstracts of the ASA-CSSA-SSSA Annual Meetings, Nov. 7-12, Cincinnati (USA).
- 68- Richard G., Boizard H., 1996. Modelling workability of loamy soil for seed bed preparation. Proceedings of the 4th Congress of the European Society of Agronomy, Veldhoven (Pays-Bas), pp. 488-489.
- 69- Gaillard V., Chenu C., Recous S., Richard G., 1998. Spatial distribution of microbial activity and organic matter induced by straw decomposition in soil. 16^e Congrès de l'AISS, Montpellier.
- 70- Richard G., Sillon J.F., Bruand A., 1998. Effect of compaction on soil porosity: consequences on the hydraulic properties of the tilled layer. Proceedings of the Workshop on Sustainable Tillage Systems, R.L. Raper Editor Auburn-AL, USA.
- 71- Aubertot J.N., Durr C., Richard G., Dubrulle P., 1999. Simple : a model for simulation of plant emergence. Lleida, Congrès ESA.
- 72- Durr C., Aubertot J.N., Dubrulle P., Richard G., 1999. Effet de l'état structural du lit de semences sur les levées de betterave : étude par simulation. 62^{ème} congrès de l'IIRB, Séville, 7-10 juin 1999.

- 73- Roger-Estrade J., Boizard H., Richard G., 1999. Modelling changes in soil structure of the Ap layer in plowed fields. Llerida (Spain), Congrès ESA.
- 74- Berthoud P., Richard G., O'Sullivan M., 2000. Modelling compaction under traffic as a function of soil water content. Congrès EGS, Nice, 25/4-29/4 2000.
- 75- Richard G., Cousin I., Bruand A., 2000. Effect of compaction on soil porosity and hydraulic properties. Congrès EGS, Nice, 25/4-29/4 2000.
- 76- Garnier P., Debroux M., Richard G., Renault P., Boizard H., Roger-Estrade J., Mary B., 2001. Measurement of nitrous oxide fluxes under different cultural practices in a silty loam. ASA-CSSA-SSSA Annual meetings. Charlotte NC, USA, 21-25 Octobre 2001.
- 77- Richard G., Défossez P., Cousin I., 2001. Prediction of soil compaction by machinery and related hydraulic properties. Symposium « Effects of management practices on soil properties and processes », Congrès SSSA Annuel de la Société Américaine de Science du Sol, Charlotte (invited speaker), Charlotte NC, USA, 21-25 Octobre 2001.
- 78- Richard G., Roger-Estrade J., Cousin I., Labreuche J., 2001. Change in soil structure under direct drilling as a function of cropping system. First Congress on Conservation Agriculture, Madrid.

1.2.4 *Rapports de contrats de recherche*

- 79- Richard G., Boiffin J., Duval Y., 1992. Analyse agronomique de la technique du semis de la betterave sucrière sous couvert d'une culture intermédiaire. Rapport final de l'Action Prioritaire MRT "Analyse et prévision de la réussite de l'implantation de la betterave sucrière", pp. 51-57.
- 80- Richard G., Cellier P., 1992. Etude du régime thermique du sol pendant la phase d'implantation de la betterave sucrière. Rapport final de l'Action Prioritaire MRT "Analyse et prévision de la réussite de l'implantation de la betterave sucrière", pp. 11-15.
- 81- Cellier P., Richard G., 1993. Estimation des caractéristiques thermiques des couches superficielles d'un sol nu. INRA, Bioclimatologie Grignon et Agronomie Laon, Compte-Rendu de l'action PAMOS, 7 pages.
- 82- Dürr C., Dubrulle P., Richard G., 1995. Evaluation du comportement des cultures en fonction des conditions d'intervention : prévision des levées de betterave sucrière. Rapport final du projet MRT Agriculture Demain : « Optimisation des choix en matière d'équipement et d'organisation du travail dans les exploitations de grande culture », 9 pages.
- 83- Richard G., Boizard H., Mousset J., Papy F., 1995. Modélisation des conditions d'intervention : critique et perfectionnement des règles relatives au jours disponibles. Rapport final du projet MRT Agriculture Demain : « Optimisation des choix en matière d'équipement et d'organisation du travail dans les exploitations de grande culture », 27 pages.
- 84- Chenu C., Recous S., Catroux G., Richard G., Balabane M., Fournier J.C., Quiquampoix H., Staunton S., Duquenne P., Gaillard V., Fruit L., Boucher U., 1999. Hétérogénéité spatiale de l'activité des microorganismes décomposeurs des matières organiques dans les sols. Mise en évidence, paramètres explicatifs. Rapport final de l'AIP ECOSOL.

- 85- Dürr C., Richard G., Boizard H., 1999. Définition des états des lits de semences objectifs à rechercher pour différentes espèces. Rapport final du projet MRT Agriculture Demain « Amélioration de la qualité du lit de semences et réduction du nombre de passages par l'automatisation du réglage des outils », 8 pages.
- 86- Ludwig B., Richard G., 2000. Conception d'un outil informatique d'aide à la gestion des bassins versants agricoles en vue de réduire les phénomènes de ruissellement et d'érosion des sols cultivés. Rapport de fin de contrat DRAF/DIREN/Région Picardie/INRA, 5 pages.
- 87- Germon J.C., Bruand A., Cellier P., Renault P., Richard G., 2001. Evaluation et modélisation des flux de protoxyde d'azote d'origine agricole. Compte-rendu de programme GESSOL, 40 pages.

1.3 Synthèses scientifiques

1.3.1 Périodiques à comité de lecture

- 88- Guérif J., Richard G., Dürr C., Machet J.M., Recous S., Roger-Estrade J., 2001. Effects of tillage on crop residue management, seed bed conditions and crop establishment. *Soil & Tillage Research (Special Issue 15th ISTRO Conference)*, 61, 13-32.

1.3.2 Chapitres d'ouvrage

- 89- Richard G., Boiffin J., 1990. Effet de l'état structural du lit de semences sur la germination et la levée des cultures. In "La structure du sol et son évolution : conséquences agronomiques, maîtrise par l'agriculteur". (J. Boiffin et A. Marin-Laflèche, Editeurs), Les colloques de l'INRA, n° 53, Paris, pp. 111-136.
- 90- Guérif J., Richard G., Dürr C., Boizard Y., Duval Y., 1996. Compactage du sol et croissance de la betterave. IIRB, 59^{ème} congrès, pp. 199-212.
- 91- Boizard H., Richard G., Guérif J., 1998. Effect of cropping systems on the soil structure of the ploughed layer. In «Soil compaction and soil compression», , *Advances in Sugar Beet Research*, IIRB, vol. 1, pp. 91-99.
- 92- Boizard H., Richard G., Brancourt-Hulmel M., Guérif J., 1999. Effect of cropping systems on change in bulk density, penetration resistance and hydraulic conductivity in subsoil. In *Subsoil Compaction, Distribution, Processes and Consequences*, R. Horn, J.J.H. van den Akker and J. Arvidsson (Editeurs), *Advances in Geocology*, 32, pp. 233-241.
- 93- Kurtener D., Richard G., Badenko V., 1999. Theoretical description of heat and water flow in soil taking into account soil tillage. In : *Agrophysical and Ecological Problems of Agriculture in the 21th Century*, V. Yakushev, D. Kurtener and V. Semenov (Editeurs), Saint Peterburg Branch of ISTRO, pp. 29-52.

1.3.3 Communications à des congrès

Texte intégral

- 94- Richard G., 1991. Transferts d'eau et d'oxygène vers les semences : approche générale, application au cas de semences enrobées. Actes du colloque "Biotechnologie 91, rencontres en Picardie", Amiens, pp. 128-133.
- 95- Boizard H., Richard G., 1996. Variability due to soil tillage and effects on field experiment. Proceedings of IAMFE, Versailles, France, 8/7/1996, pp. 182-187.
- 96- Richard G., 1996. Modélisation de la température du sol. In Action de la température à différentes échelles et modélisation, Compte-rendu de la réunion du GP2 du Département INRA-Bioclimatologie, Avignon, 10-12 Avril 1996, 9 pages.
- 97- Richard G., Durr C., 1996. Réussite de la levée en relation avec l'état du lit de semences. In Les relations sol-machines, D. Pilot (éditeur), Compte-rendu de l'atelier CIRAD, Montpellier, 11-12/09/1996, pp. 49-54.
- 98- Guérif J., Dürr C., Machet J.M., Recous S., Richard G., Roger-Estrade J., 2000. Tillage effects on crop residue management, seed bed conditions and crop establishment. 15^{ème} Congrès de l'ISTRO, Fort Worth (USA, TX), 2/7-7/7 2000 (invited paper)

2 PUBLICATIONS A VOCATION DE TRANSFERT OU RELATIFS A L'ANIMATION DE LA RECHERCHE

2.1 Travaux personnels

2.1.1 Périodiques sans comité de lecture

- 99- Richard G., Duval Y., 1991. Semis sous couvert : des essais positifs en Champagne. Cultivar, 299, pp. 41-43.
- 100- Richard G., 1991. Qualité d'un lit de semences : les points clés. Cultivar, 292, pp. 58-64.
- 101- Richard G., 1994. Semis sous couvert de la betterave : des effets positifs et négatifs. Cultivar, 362, pp. 56-60
- 102- Jouve B., Berry D., Gautronneau Y., Roger-Estrade J., Robin P., Richard G., Thicoïpe J.P., 2000. Amendements organiques et fertilité physique d'un sol maraîcher : un essai de la SERAIL. Infos-CTIFL, pp. 25-27.
- 103- Boizard H., Régnier P., Défossez P., Richard G., 2001. Travail du sol et non labour. Horizon 2010, n°6, pp. 2-6.
- 104- Richard G., 2001. Le semis direct sous couvert, une réponse environnementale. ? Référence Environnement, page 5.

2.1.2 *Comptes-rendus de colloques*

- 105- Richard G., Boiffin J., Durr C., Duval Y., 1990. L'implantation de la betterave sucrière. Colloque "Eurotechniques 2000" organisé par la société Monsanto et la Sucrierie d'Arcis sur Aube, 6 pages.
- 106- Richard G., Boizard H., 2000. Travail du sol et état de surface. Manifestation InnovAgri, 2 pages.
- 107- Richard G., Roger-Estrade J., Cousin I., Labreuche J., 2001. Fonctionnement physique des sols cultivés : labour, non labour, structure, érosion. Conférence-Débat « Du labour au semis direct : enjeux agronomiques », SIMA, 3 pages.

2.1.3 *Rapports écrits*

- 108- Richard G., Roger-Estrade J., Guérif J., 1998. Chantier « Travail du sol » du Département Environnement et Agronomie (Etat des lieux et perspectives de recherches), 8 pages.

2.1.4 *Créations Informatiques*

- 109- Brisson N., Mary B., Gate P., Ruget F., Jeuffroy M.H., Devienne F., Nicoullaud B., Antonioletti R., Recous S., Tayot X., Plenet D., Durr C., Richard G., Beaudoin N., Machet J.M., Delécolle R., 1998. STICS, modèle de simulation de culture avec bilans hydrique et azoté. Notice utilisateur. 94 pages.
- 110- Roger-Estrade J., Richard G., Boizard, H., Beaufiles H., Darthus R., 1998. SISOL : un logiciel de simulation de la Structure des sols Labourés. Programme en C++ sous Windows (notice 50 pages).

2.2 **Travaux encadrés ou coordonnés par l'auteur**

2.2.1 *Edition d'un ouvrage collectif*

- 111- Richard G., Seguin B., 1998. Séminaire « Travail du sol/Structure du sol et Hydrologie de surface ». Chamouille, 21-22/10/1998, Département Environnement et Agronomie, 59 pages.
- 112- Richard G., Roger-Estrade J., Bordes J.P., Gottel C., Tallon P., 2001. Conférence-débat « Du labour au semis direct : enjeux agronomiques », SIMA Paris, 21/02/2001, 22 pages.

2.2.2 Mémoires de stages

Thèses

- 113- Sené M., 1995. Influence de l'état hydrique et du comportement mécanique du sol sur l'implantation et la fructification de l'arachide. Thèse de Doctorat de l'ENSAM Montpellier, 120 pages + annexes.
- 114- Aubertot J.N., 1998. Mise au point d'un outil de simulation des levées. Application à la prévision des levées de la betterave sucrière. Thèse de Doctorat de l'INA P-G, 73 pages + annexes.
- 115- Sillon J.F., 1999. Modélisation des conditions hydriques d'intervention dans un champ cultivé. Application à la prévision des jours disponibles. Thèse de Doctorat de l'INAPG, 146 pages + annexes.
- 116- Plisson M., 1999. Effet des modalités techniques de gestion des résidus de récolte sur leur cinétique de décomposition et sur leurs propriétés mécaniques : incidence sur la réussite de l'implantation des cultures. Thèse de Doctorat de l'INA P-G, 70 pages + annexes.

DEA/DAA

- 117- Lesignor S., 1989. Etude des conséquences de la technique du semis sous couvert sur l'implantation de la betterave sucrière en sol de craie. Mémoire DAA INA-PG, 25 pages+annexes.
- 118- El Guerrouj M., 1990. Semis sous couvert avec différentes cultures intermédiaires. Mémoire DAA, INA-PG, 23 pages+annexes.
- 119- Fruit L., 1996. Effet de la localisation des résidus végétaux et de leur contact avec le sol sur les biotransformations du carbone et de l'azote. Mémoire DEA Université Claude Bernard Lyon I, 25 pages+annexes.
- 120- Plisson M., 1996. Prévision des jours disponibles en sol de craie. Mémoire DEA INA P-G/Paris XI, 55 pages.
- 121- Lebonniec S., 2000. Modélisation de la température et de l'humidité du lit de semences pour la prévision de la germination. Mémoire ENSA Rennes, 31 pages + annexes.
- 122- Ezzine N., 2001. Détermination des propriétés hydrodynamiques de mélange sol-paille. Mémoire ENS Géologie Nancy, 40 pages+ annexes.

Ingénieurs Ecoles Agriculture

- 123- Mullié A., Parrant C., 1991. Effets des conditions d'implantation du couvert sur la réussite du semis sous couvert. Mémoire de fin d'étude, ISA Lille et ENITA Dijon, 35 pages.
- 124- Blouin P., 1992. Etude du semis sous couvert en sol de limon battant. Mémoire fin d'étude, ESA Angers, 38 pages.

- 125- Allongé E., 1993. Effet du travail du sol et des opérations de récolte sur le compactage. Mémoire de fin d'étude, ISA Beauvais, 28 pages+annexes.
- 126- Prévost F., 1994. Les effets des conditions d'intervention sur l'état structural du sol lors de la préparation d'un lit de semences. Mémoire de fin d'étude, ISA Lille, 38 pages+annexes.
- 127- Delsert X., 2000. Effet des systèmes de culture sur la dégradation des sols cultivés. Mémoire de fin d'étude, ISA Lille, 41 pages + annexes.
- 128- Garros V., 2000. Effet du chaulage sur la stabilité structurale des sols acides. Mémoire de fin d'étude ESA Purpan. 84 pages + annexes.

Bac+2

- 129- Darthus R., 1997. Transcription et amélioration d'un modèle de prévision de l'évolution de l'état structural des sols cultivés. Mémoire IUT Informatique, 53 pages+ annexes.

Présentation des travaux et des perspectives de recherche

1	CONTEXTE DES RECHERCHES ET PROBLÉMATIQUE GÉNÉRALE	28
1.1	EVOLUTION DU CONTEXTE ET DES ENJEUX DE L'ACTIVITÉ AGRICOLE	28
1.2	PROBLÉMATIQUE SCIENTIFIQUE.....	30
1.3	DIFFÉRENTS PROGRAMMES DE RECHERCHE.....	32
2	PRÉSENTATION DES TRAVAUX.....	34
2.1	GERMINATION ET LEVÉE DES PLANTES EN FONCTION DE L'ÉTAT DU LIT DE SEMENCES	34
2.1.1	<i>Modélisation de la germination en conditions d'hypoxie.....</i>	35
2.1.2	<i>Modélisation de la levée en fonction des contraintes mécaniques.....</i>	38
2.1.3	<i>Conclusion.....</i>	40
2.2	FONCTIONNEMENTS THERMIQUE ET HYDRIQUE DES SOLS CULTIVÉS	41
2.2.1	<i>Etude expérimentale du fonctionnement hydrique et thermique du sol.....</i>	43
2.2.2	<i>Structure du sol et propriétés de transfert d'eau et de chaleur.....</i>	44
2.2.3	<i>Modélisation du fonctionnement hydrique et thermique des sols cultivés.....</i>	47
2.2.4	<i>Conclusion.....</i>	49
2.3	DYNAMIQUE DE LA STRUCTURE DES SOLS CULTIVÉS	52
2.3.1	<i>Compactage du sol lié aux passages d'engins agricoles.....</i>	53
2.3.2	<i>Evolution à moyen terme de la structure des sols cultivés</i>	55
2.3.3	<i>Modélisation de l'évolution de la structure des sols cultivés.....</i>	56
2.3.4	<i>Conclusion.....</i>	57
3	PROJET DE RECHERCHE : FONCTIONNEMENT PHYSIQUE ET CONSERVATION DES SOLS CULTIVÉS	59
3.1	CONTEXTE.....	59
3.2	LES RECHERCHES À ENTREPRENDRE.....	62
3.2.1	<i>Développer de nouvelles méthodes de caractérisation de la structure du sol</i>	62
3.2.2	<i>Renforcer les études sur les processus d'évolution de la structure du sol.....</i>	63
3.2.3	<i>Etudier le fonctionnement physique du sol en lien avec la conservation du sol et les fonctions environnementales du sol.....</i>	64
3.2.4	<i>Mettre en place un observatoire de recherche sur l'évolution du fonctionnement physique des sols cultivés en système de grandes cultures.....</i>	66
3.3	CONCLUSION	67
4	RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	68

Encadré 1 : Présentation de l'Unité INRA Agronomie de Laon-Péronne

Les objectifs généraux de l'Unité d'Agronomie de Laon-Péronne s'inscrivent dans le contexte agricole des systèmes de grandes cultures du Nord Ouest de l'Europe à fortes potentialités de production. Ces objectifs concernent :

- sur le plan de la production, l'optimisation des intrants (notamment azotés) et la réduction des coûts de production (notamment des charges de mécanisation) ;
- sur le plan de l'environnement, la lutte contre la pollution nitrique des eaux souterraines, contre l'érosion des terres cultivées et contre les émissions de gaz à effet de serre.

L'Unité (29 agents dont 11 chercheurs et ingénieurs) est organisée en deux équipes de recherches, « AZOTE » et « ETAT PHYSIQUE », dont les travaux portent respectivement sur :

- l'étude du cycle de l'azote et du carbone dans le sol, en relation avec la fertilisation azotée des cultures et la pollution nitrique des nappes phréatiques (équipe commune avec l'Unité de Reims),
- l'étude du comportement physique du sol, en relation avec le travail du sol, l'implantation des cultures et l'érosion des sols cultivés.

1 CONTEXTE DES RECHERCHES ET PROBLEMATIQUE GENERALE

Depuis une quarantaine d'années, on assiste en France et dans tout le Nord-Ouest de l'Europe à un fort mouvement d'intensification de l'agriculture qui s'est traduit par une augmentation continue des rendements et de la productivité du travail. Ceci a été possible grâce à l'utilisation importante d'intrants (engrais, pesticides, semences), à des aménagements fonciers (irrigation, drainage, remembrement) et à la mécanisation (puissance des engins, largeur de travail, amélioration des outils). Une des conséquences de ce spectaculaire accroissement de la compétitivité de l'agriculture a été un ensemble d'atteintes à l'environnement : pollution des eaux par le nitrate et les pesticides, érosion des sols, réduction de la biodiversité.

La mise au point de systèmes de culture¹ de plus en plus performants sur le plan économique et respectueux de l'environnement suppose d'en évaluer (1) les effets sur le fonctionnement de l'écosystème cultivé d'un point de vue physique, chimique et biologique et (2) les impacts sur le fonctionnement du peuplement végétal et sur l'environnement. **C'est dans ce cadre général que s'inscrivent mes travaux de recherche. Ils concernent l'évolution de l'état physique et le fonctionnement physique des couches superficielles des sols cultivés, en fonction notamment des modalités de travail du sol et de semis.** Lors d'une première étape, j'ai réalisé ces travaux à l'INRA Science du Sol d'Avignon durant ma thèse. Puis, à la suite de mon intégration à l'INRA en 1989 à l'Unité d'Agronomie de Laon, je les ai poursuivis au sein de l'équipe « ETAT PHYSIQUE » (Encadré 1). Après avoir rappelé l'évolution du contexte de l'activité agricole depuis le début de mes travaux de thèse, je présenterai ma problématique de recherche qui concerne la maîtrise du fonctionnement physique des sols cultivés et les différents programmes de recherche que j'ai conduits jusqu'à maintenant.

1.1 EVOLUTION DU CONTEXTE ET DES ENJEUX DE L'ACTIVITE AGRICOLE

Depuis les années 1980, les attentes de l'agriculture par rapport aux recherches sur les sols cultivés ont considérablement évolué. Les recherches sont tout d'abord orientées vers la seule augmentation de la production agricole. Elles intègrent progressivement des préoccupations relatives à la réduction des charges des exploitations agricoles de telle façon à maintenir le revenu des agriculteurs. Ce sont les préoccupations liées à la qualité de

¹ Un système de culture correspond à la nature des successions de cultures et des techniques culturales appliquées à chaque culture d'une parcelle ou d'un groupe de parcelles traitées de manière homogène (Sebillotte, 1990)

	Itinéraire technique avec labour	Itinéraire technique sans labour en semis direct
Temps de travaux (h ha ⁻¹)	7	4 à 5
Force de traction (cV ha ⁻¹)	1.5	0.8
Capital investi (Euros ha ⁻¹)	2100	1200

Tableau 1 : Ordre de grandeur de quelques critères économiques en itinéraire technique avec ou sans labour (données ITCF, Rieu, 2001)

Les charges de mécanisation représentent en moyenne 25% des coûts de production en région de grande culture (Soler, 1984).

l'environnement qui orientent maintenant les recherches sur le sol.

Augmenter les rendements

Jusqu'aux années 1980, l'objectif principal de l'agriculture des régions de grande culture était d'augmenter la production agricole et les rendements. Les principaux facteurs limitant le rendement étant maîtrisés (eau, azote, adventices, maladies), le rendement dépend alors essentiellement de la quantité d'énergie lumineuse interceptée. Celle-ci est étroitement liée au déroulement de la phase d'implantation qui détermine le positionnement du cycle de développement de la culture par rapport au rayonnement solaire incident (Jaggard, 1993). L'objectif essentiel du travail du sol était de créer au semis le lit de semences le plus favorable à la mise en place des cultures pour obtenir la levée la plus complète, la plus rapide et la plus homogène possibles. Par ailleurs, on recherchait des semis de plus en plus précoces, notamment au printemps, pour accélérer la mise en place du couvert foliaire et ainsi augmenter le rayonnement solaire intercepté (Boiffin et Dürr, 1988). Cependant, l'avancée des dates de semis modifie les risques climatiques lors de la période de levée : températures trop faibles, humidités trop élevées et risques d'anoxie. Les recherches sur le travail du sol visaient à définir l'état structural idéal du lit de semences, et ses variations en fonction de la date de semis.

Réduire les charges de mécanisation

Parallèlement à l'augmentation du rendement des cultures, la maîtrise des charges de mécanisation et de main d'œuvre est devenue une préoccupation majeure des agriculteurs. Au début des années 1990, la nouvelle PAC aboutit à une baisse accentuée du prix des produits agricoles. La réduction des charges des exploitations agricoles, et notamment celles concernant la mécanisation, est nécessaire pour maintenir le revenu. Les opérations de travail du sol représentent une source d'économie possible. La réduction du nombre de passages d'outils pour la préparation des lits de semences, l'utilisation de train d'outils ou d'outils animés sont adoptées pour limiter le temps de travail par unité de surface cultivée. Le labour annuel systématique est de plus en plus remis en cause : c'est l'opération qui affecte le plus grand volume de terre, et à ce titre elle est très exigeante en puissance de traction, temps de travail et énergie consommée (Tableau 1). Les recherches sur le travail du sol ne doivent alors plus seulement viser à proposer un état du sol idéal. Il s'agit de définir la gamme des états du sol en deçà de laquelle la pénalisation des rendements devient économiquement inacceptable : jusqu'où peut-on aller dans la simplification du travail du sol, pour que les économies en terme d'équipement et de main d'œuvre restent supérieures aux pertes de rendement éventuellement associées à des conditions d'intervention non optimales ?

	Sans aucun travail du sol	Avec travail du sol et incorporation totale des pailles
Perte en terre (Mg ha ⁻¹)	4	33
Azote immobilisé (kg N ha ⁻¹)	12	33

Tableau 2 : Effet du travail du sol sur l'érosion, et l'azote immobilisé à l'automne (d'après Darwis et al., 1994 ; Boiffin et Monnier, 1991)

Protéger l'environnement

Depuis le début des années 1980 (cf. rapport Hénin, 1980), l'impact de l'agriculture sur l'environnement est de mieux en mieux évalué, que ce soit en terme de qualité de l'eau, de l'air et des sols. Le souci de modifier les pratiques agricoles pour préserver l'environnement s'est notamment traduit en France par la loi d'Orientation Agricole 2000 qui permet de mettre en place des engagements contractuels entre l'Etat et les agriculteurs (Contrats Territoriaux d'Exploitation). C'est souvent par l'intermédiaire du sol que les activités agricoles influent sur la qualité de l'eau (pollution des nappes par le nitrate et les pesticides par exemple) et de l'air (émissions de gaz à effet de serre). Il devient indispensable de maîtriser les fonctions de transfert, de stockage et d'épuration assurées par le sol (Boiffin et Stengel, 1999). Il en résulte que le travail du sol est essentiel car il permet d'agir sur la structure du sol et, en conséquence, sur le cycle de l'eau, sur les principaux cycles biogéochimiques et sur l'activité biologique du sol.

Les recherches sur le travail du sol doivent donc tenir compte des objectifs multiples qui lui sont assignés. Il faut en effet concilier rentabilité économique et respect de l'environnement, efficacité à court terme et durabilité sur le long terme. Ces objectifs peuvent être contradictoires : par exemple la suppression du labour, intéressante pour réduire les charges de mécanisation ou lutter contre l'érosion hydrique diffuse, peut aussi réduire la quantité d'azote immobilisée à l'automne par les résidus de récolte en décomposition et ainsi augmenter les risques de lessivage (Tableau 2). La suppression du labour rend aussi plus délicate et plus aléatoire la mise en place des semences lors du semis (Caneill et Bodet, 1991), elle peut entraîner une réduction de l'efficacité des herbicides (Barriuso et al., 1991) du fait de la présence de résidus végétaux en surface.

1.2 PROBLEMATIQUE SCIENTIFIQUE

Tant qu'il s'agissait d'obtenir le rendement maximum dans un contexte socio-économique relativement stable, l'essentiel des recherches sur le travail du sol a été basé sur une approche très pragmatique, limitée à l'établissement de références expérimentales entre différentes modalités de travail du sol et le rendement des cultures en conditions de production optimales. Il s'agit maintenant d'analyser et de prévoir le fonctionnement d'un sol cultivé dans ses trois composantes (à savoir physique, chimique et biologique) en fonction des modalités de travail du sol et plus généralement des systèmes de culture dans lesquels ce travail s'insère. **L'objectif finalisé est de mettre au point des outils de simulation des effets des pratiques agricoles sur la production agricole et sur l'environnement.** Ces outils devraient aider à évaluer les systèmes de culture actuels, à identifier les systèmes de culture les plus adaptés aux

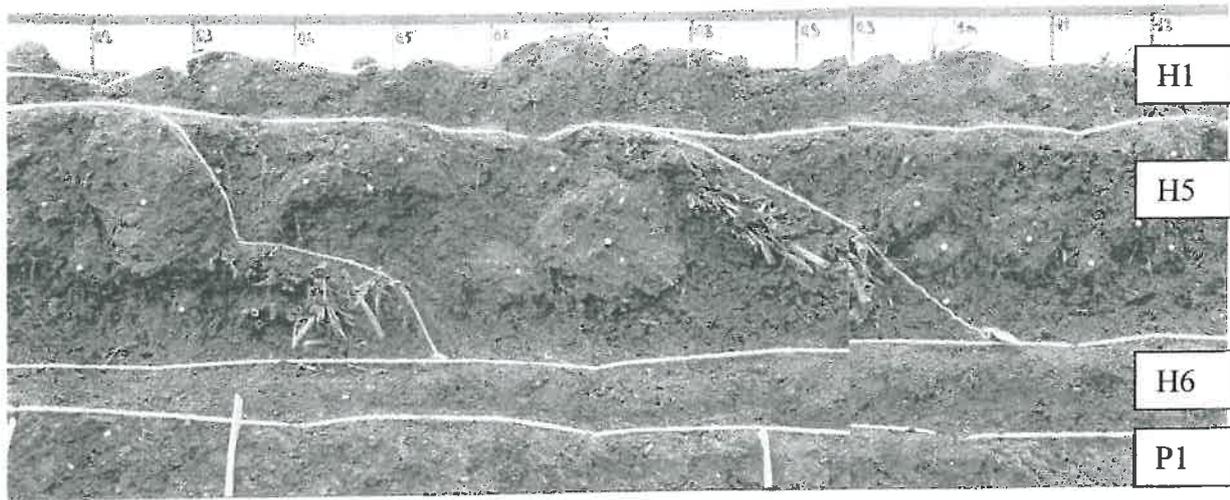


Figure 1 : Photo d'une coupe de sol correspondant à la couche labourée d'une parcelle cultivée (Paul Régner et Bertrand Chauchard, dispositif INRA Mons en Chaussée, 80, parcelle de blé suivant un maïs)

Les lignes blanches horizontales délimitent les horizons de sol (H1, H5, H6 et P1 d'après Manichon, 1982) définis en fonction de la nature des contraintes mécaniques d'origine anthropique qu'ils ont reçues :

Horizon P1 : horizon n'ayant jamais subi l'action d'un outil.

Horizon H6 : horizon défini par la limite du labour le plus profond et celle du dernier labour.

Horizon H5 : horizon défini par la limite du dernier labour (à environ 30 cm) et celle des façons superficielles.

Horizon H1 : horizon défini par la limite des façons superficielles pour la fabrication du lit de semences.

Les lignes blanches obliques délimitent les bandes de labour. On remarque la présence de résidus de maïs en inter-bandes.

L'état structural de chaque bande de labour est hétérogène. On remarque des mottes fortement tassées et de diamètre variable insérées dans des zones de terre fine.

exigences économiques, réglementaires, environnementales de chaque exploitation agricole, à concevoir des systèmes de culture innovants.

C'est à l'étude du fonctionnement physique des sols cultivés que j'ai consacré mes recherches. Pour établir un lien aussi explicite et prédictif que possible entre un système de culture, le fonctionnement du peuplement cultivé et l'environnement, les recherches à conduire peuvent être décomposées en trois sous-ensembles, les variables d'entrée de l'un représentant les variables de sortie du précédent :

- I. Analyser et modéliser l'effet des opérations de travail du sol, et des autres opérations culturales à l'origine de contraintes mécaniques appliquées au sol, sur la structure du sol, en interaction avec le climat.
- II. Analyser et modéliser le fonctionnement physique du sol : thermique, hydrique et mécanique en fonction des variations des propriétés physiques (stockage et transfert de masse ou de chaleur, propriétés mécaniques) liées à l'état structural du sol.
- III. Analyser et modéliser les répercussions du fonctionnement physique du sol sur :
 - la mise en place des cultures (levée, enracinement),
 - les conditions de réalisation des opérations culturales (portance, jours disponibles),
 - l'environnement : érosion, émissions de gaz à effet de serre, pollution des eaux.

La structure des sols cultivés est au centre de cet ensemble de travaux de recherche. Je retiendrai dans ce mémoire la définition de la structure du sol proposée par Stengel (1990) : disposition spatiale des particules constitutives du sol, nature et intensité des liaisons qui existent entre elles. Cette définition n'intègre pas les propriétés du sol qui déterminent la structure ou qui en dépendent. Le concept de structure recouvre une gamme d'échelle d'étude qui varie du micromètre au mètre, depuis celle de l'assemblage des particules d'argile jusqu'à celle de fragments terreux de taille macroscopique (Dexter, 1988). D'une part, les contraintes appliquées au sol en contexte agricole modifient a priori peu l'assemblage des particules élémentaires du sol (Fiès et Zimmer, 1982 ; Coulon et Bruand, 1988). D'autre part, le niveau privilégié d'étude des techniques culturales est la parcelle cultivée. **Pour ces deux raisons, j'ai privilégié une échelle macroscopique d'étude de la structure d'un sol cultivé correspondant à celle du profil cultural** (Hénin et al., 1969 ; Manichon, 1982) : le sol est vu comme un ensemble d'horizons successifs constitués d'un assemblage tri-dimensionnel de

Programme de recherche	Action de Recherche	Période	Encadrement scientifique	Collaborations scientifiques	Partenaires Aval	Publications à CLI
Germination et levée des cultures	Etude de techniques de travail du sol et de conditions de semis	1989-95	Co-encadrements thèse M. Séné post-doc C. Bazinet	ISRA Sénégal UTC Compiègne	ITB, Sucrieries, Monsanto	2
	Germination en conditions d'hyopxie (période de thèse)	1985-1988		INRA Physiologie Végétale Bordeaux	Mennesson	3
	Modélisation de la levée des cultures	1994-	Co-encadrement thèse J.N. Aubertot	INRA Science du Sol Avignon	ITB	6
Etude de la décomposition des résidus de récolte		1996-1999	Co-encadrement thèse M. Plisson- Anoussamy	INRA Science du Sol Versailles	ITCF	3
	Régime thermique des lits de semences	1990-1995		INRA Bioclimatologie Grignon		4
Dynamique de la structure des sols cultivés	Structure et régime hydrique du sol	1994-	Encadrement thèse J.F. Sillon	INRA Science du Sol Avignon INRA Science du Sol Orléans	Chambre Agriculture 51 Agrotransfert	3
	Système de culture, compactage et évolution de la structure du sol	1994-	Encadrements jeune chercheur P. Défossez (CR) post-doc : J. Pereira	INRA/INA PG Agronomie SAC Edimburgh (UK)		5

Tableau 3 : Présentation synthétique des trois programmes de recherche

fragments terreux² de taille, de forme et de porosité variables (Figure 1) dont il s'agit d'analyser l'évolution en fonction des opérations culturales, du climat, de l'activité biologique du sol.

C'est à l'échelle locale que j'ai étudié le fonctionnement physique du sol en fonction de son état structural. Par « échelle locale », j'entends l'étude mono-dimensionnelle en plusieurs « points » ou pour plusieurs états d'une parcelle cultivée qui sont supposés être représentatifs de la variabilité spatiale de la parcelle. Plusieurs modèles physiques 1-D permettant de rendre compte des déformations du sol, des transferts de masse (liquide, gaz) et de chaleur ont été mis au point à partir des années 1980 (Van Bavel et Hillel, 1976 ; Lascano et Van Bavel, 1983 ; O'Sullivan et al., 1999; Nassar et Horton, 1992, Bussière et Cellier, 1994). Ces modèles ont été peu appliqués aux sols cultivés (cf. Larson et Osborne, 1982). Un sol cultivé se caractérise par la variabilité dans l'espace et dans le temps de ses propriétés. Il est constitué d'horizons successifs de structure hétérogène (Figure 1), qui évoluent au cours du temps en fonction des opérations culturales, du climat et de l'activité biologique du sol. L'horizon en contact avec l'atmosphère est directement soumis à l'action du climat : les conditions physiques y sont de ce fait très fluctuantes et les gradients physiques très marqués. C'est dans cet horizon que sont localisées les semences qui colonisent un petit volume de sol, souvent à la limite de nos moyens de caractérisation d'un milieu. **J'ai donc étudié les propriétés physiques d'une couche de sol en fonction de son état structural. Cela m'a ensuite permis d'évaluer la capacité des modèles à rendre compte des variations de conditions physiques dans les sols cultivés, en particulier dans leurs premiers centimètres là où sont localisés les semences et plantules.**

1.3 DIFFERENTS PROGRAMMES DE RECHERCHE

L'essentiel de mon activité de recherche s'organise en trois ensembles de travaux, dont les principales caractéristiques sont présentées de façon synthétique dans le Tableau 3 :

1. Germination et levée des plantes cultivées en fonction de l'état du lit de semences
2. Fonctionnements hydrique et thermique des sols cultivés
3. Dynamique de la structure des sols cultivés

Le premier programme « Modélisation de la levée des plantes cultivées » a débuté lors de mon travail de thèse qui portait sur la germination des semences en conditions d'hypoxie. Il s'est poursuivi à Laon au sein de l'équipe « ETAT PHYSIQUE » notamment dans le cadre de la

² Les fragments terreux désignent un ensemble d'objets créés le plus souvent par le travail du sol et comprenant à la fois les mottes et la terre fine. La terre fine correspond à des fragments de diamètre < à 2 cm.

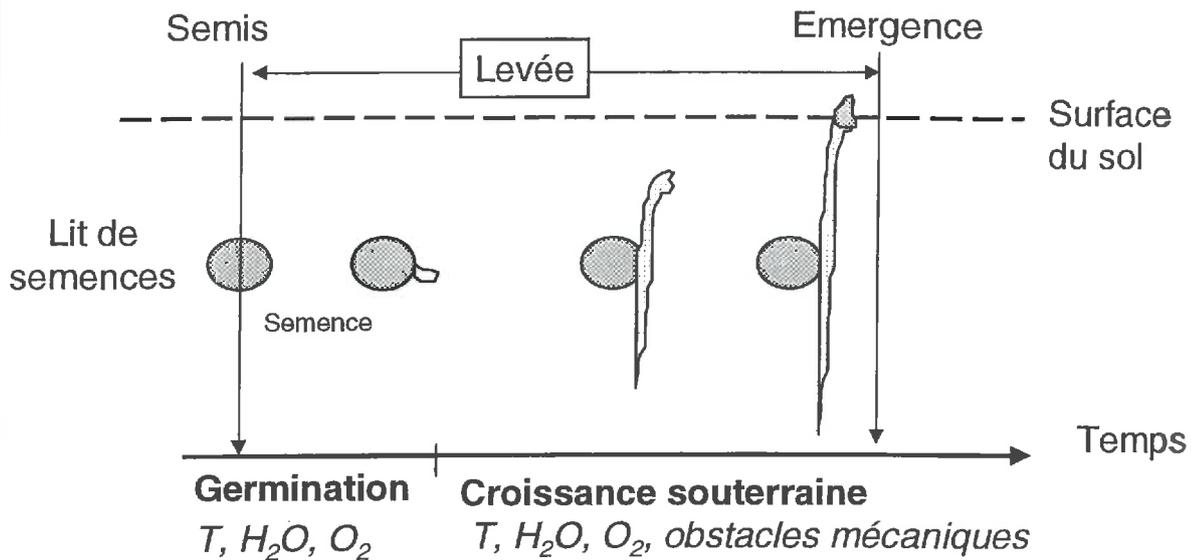
thèse de J.N. Aubertot (co-encadrement avec C. Dürr), pour aboutir au modèle de levée SIMPLE. Les similarités entre une semence en germination et un résidu de paille en décomposition m'ont par ailleurs conduit à collaborer avec S. Recous de l'équipe « AZOTE » pour l'étude de la décomposition des résidus de récolte en fonction de l'état physique du sol (thèse M. Plisson-Annoussamy). Dans ce premier programme, c'est l'effet des conditions physiques du sol (structure, température et humidité) sur le comportement des plantes qui est étudié.

A mon arrivée à Laon, j'ai initié le deuxième programme « Fonctionnements thermique et hydrique des sols cultivés » en lien à la fois avec la mise en place du peuplement (effet de la température et de la teneur en eau sur la levée) et la prévision des jours disponibles (effet de la teneur en eau sur la portance et la travaillabilité d'un sol cultivé, thèse J.F. Sillon). Des collaborations ont été développées avec P. Cellier (INRA Bioclimatologie Grignon) pour l'étude du bilan d'énergie à la surface du sol, A. Chanzy (INRA Science du Sol Avignon) pour la modélisation des transferts d'eau et de chaleur, I. Cousin et A. Bruand (INRA Science du Sol, Orléans) pour l'étude des propriétés hydrodynamiques du sol. Dans ce second programme, c'est l'effet de la structure du sol sur son fonctionnement hydrique et thermique qui est étudié.

Le troisième programme « Dynamique de l'état structural des sols cultivés » a été initié par J. Boiffin en 1989 avec la mise en place d'un essai de longue durée permettant d'étudier les effets des systèmes de culture sur l'évolution de la structure du sol. Je me suis progressivement investi dans l'analyse des données de cet essai avec H. Boizard. Cela a été le point de départ d'une collaboration avec J. Roger-Estrade (INRA/INA P-G Agronomie) qui a abouti au développement d'un modèle d'évolution de la structure des sols cultivés (SISOL). J'ai par la suite relancé des études sur les mécanismes d'évolution de la structure du sol, et notamment du compactage. Ce travail, effectué en collaboration avec M. O'Sullivan du SAC d'Edinburgh (UK), a été repris par une nouvelle chargée de recherche au sein de l'équipe « ETAT PHYSIQUE », P. Défossez, qui a été recrutée fin 1998.

Je présenterai successivement les principaux résultats obtenus dans chacun des trois ensembles de travaux. Dans une dernière partie, je présenterai le projet de recherche que je souhaite développer. Il concerne la poursuite des travaux sur le fonctionnement physique des sols cultivés en étendant les recherches aux sorties environnementales, et notamment à la problématique de la conservation des sols.

Encadré 2 : Déroulement de la phase de levée d'une culture



La phase de levée d'une culture s'étend du semis de la semence jusqu'à l'apparition de la plantule à la surface du sol et se déroule au sein du lit de semences. Elle se décompose en deux étapes : la germination qui se termine par l'apparition de la radicule hors des téguments de la semence, la croissance souterraine de la plantule, qui se termine par l'émergence des futures parties aériennes de la plante.

Encadré 3 : étude de différentes modalités d'implantation des cultures

Semis de la betterave sucrière sous couvert d'une culture intermédiaire (Richard et al., 1995)

C'est une technique du semis qui consiste à implanter une culture intermédiaire en fin d'été, en général après une céréale à paille, et à semer directement la betterave au printemps au sein du couvert, sans aucun travail du sol. Le couvert est détruit chimiquement avant ou immédiatement après le semis de la betterave. Cette technique de semis présente certains intérêts par rapport à la protection de l'environnement (lutte contre l'érosion et la pollution nitrique) et à l'organisation du travail (les opérations de préparation du lit de semences ont lieu à l'automne). Par contre, elle modifie profondément les conditions de semis. Il s'agissait d'analyser comment le semis sous couvert influait les conditions physiques des lits de semences et ses répercussions sur l'implantation de la betterave. Le dispositif expérimental a combiné différentes dates de semis (plus ou moins précoces et en conditions plus ou moins humides) et différents types de sol (plus ou moins sensibles à la dégradation structurale sous l'action des pluies hivernales).

Buttage de l'arachide au Sénégal (thèse M. Séné (1995), ISRA Sénégal)

Au Sénégal, le caractère erratique des pluies en début de saison de pluie entraîne un risque important d'échec des semis d'arachide au cas où les premières pluies, conditionnant le semis, sont suivies de conditions sèches. Le travail conduit sur l'implantation de l'arachide a consisté à étudier les effets du buttage de la culture en post-semis pour limiter l'évaporation et le dessèchement du sol au niveau de la ligne de semis dans des sols très sableux et très sensibles à la sécheresse. Le dispositif expérimental a combiné différentes pluies le jour du semis suivies d'une période sèche pour l'étude de l'effet du buttage sur la mise en place de l'arachide.

2 PRESENTATION DES TRAVAUX

2.1 GERMINATION ET LEVEE DES PLANTES EN FONCTION DE L'ETAT DU LIT DE SEMENCES

La phase de levée des cultures (Encadré 2) est une étape essentielle dans le cycle des cultures semées. Elle se caractérise par le nombre de plantes levées par unité de surface et par leurs dates d'émergence. Elle détermine donc la cinétique de mise en place du feuillage et des racines face, respectivement, aux ressources en énergie lumineuse, en eau et en éléments minéraux. La levée est très sensible aux conditions physiques (température, teneur en eau, oxygène, obstacles mécaniques) des premiers centimètres du sol. Ces conditions sont par ailleurs très fluctuantes : pour une culture donnée, la levée peut aussi bien avoir lieu en conditions froides et humides qu'en conditions chaudes et sèches, dans un lit de semences tassé ou aéré.

Pour assurer la réussite de la levée, l'agriculteur dispose de plusieurs choix techniques concernant les outils de préparation du lit de semences et de semis, la date et la densité de semis, la localisation des semences, la variété. En fonction de l'état de la parcelle avant le semis, du type de sol et du climat, ces choix déterminent les conditions physiques que rencontrent les semences et plantules (Richard et Boiffin, 1990³). Malgré le coût des semences et des opérations de préparation des lits de semences, les règles de décision en matière de travail du sol et de semis sont très empiriques (comparées à celles qui concernent la fertilisation azotée par exemple). Les nombreuses interactions possibles entre les choix techniques dont dépend la réussite de la levée font qu'un modèle de simulation de la phase de levée des cultures est d'un grand intérêt pour raisonner les modalités de travail du sol et de semis (Guérif et al., 2001).

L'objectif de mes recherches sur la levée des cultures était donc de modéliser le comportement des semences et des plantules en fonction de l'état et des conditions physiques du lit de semences. J'ai étudié en parallèle les effets de plusieurs techniques de semis (Encadré 3) : semis sous couvert pour la betterave (Richard et al., 1995a), semis avec buttage pour l'arachide (thèse M. Séné, 1995 ; Séné, 1996). Ces études au champ m'ont permis de tester, dans des contextes très différents (Nord de la France et Sénégal, respectivement), les schémas de fonctionnement des semences et plantules qui sont à la base de la modélisation de la levée.

Les premières tentatives de modélisation de la levée, relativement empiriques, supposaient la température et/ou la teneur en eau constantes au cours de la phase de levée. Elles

³ Les références bibliographiques en gras correspondent à celles qui sont réunies en annexe à ce mémoire.

consistaient en l'établissement de relations statistiques entre la durée de la phase de levée, la température, le potentiel de l'eau et la profondeur de semis (Lindstrom et al., 1976). Par la suite, des modèles dynamiques, permettant de tenir compte du caractère extrêmement fluctuant des conditions physiques du lit de semences lors de la levée, ont été proposés (Bouaziz et Bruckler, 1989 ; Mullins et al., 1996). Dans ces modèles, les deux étapes de la phase de levée, germination de la semence et croissance souterraine de la plantule, sont modélisées séparément. En effet, ces deux étapes ne se déroulent pas dans le même volume de sol, elles n'ont pas les mêmes sensibilités aux conditions physiques du lit de semences. J'ai adopté ce type d'approche dynamique pour étudier la germination en conditions d'hypoxie pendant ma thèse (Richard, 1988). Elle a ensuite été reprise par Aubertot (1998) pour étudier la croissance souterraine de la plantule en fonction des contraintes mécaniques au sein du lit de semences. Ces deux études ont été conduites pour une culture de betterave sucrière. Son rendement dépend étroitement de la réussite de la levée (culture sans ramification et semée à relativement faible densité) et les agriculteurs sont très attentifs à la préparation des lit de semences. Or, c'est une culture pour laquelle les risques d'échec des semis sont importants, en particulier pour causes d'hypoxie et d'obstacles mécaniques : semis précoces au printemps avec températures basses et sols humides, aire de culture en sols sensibles à la battance⁴, plantules à faible force d'émergence.

2.1.1 Modélisation de la germination en conditions d'hypoxie

Principe du modèle de germination

Pour modéliser la germination en conditions d'hypoxie, j'ai tenté de reprendre la démarche de Bruckler (1983) concernant la modélisation de la germination en fonction de la disponibilité en eau du sol. Bruckler (1983) avait considéré le processus d'imbibition comme un processus physique de transfert d'eau entre deux milieux poreux : le sol et la semence. La semence absorbe l'eau en fonction du gradient de potentiel de l'eau entre la semence et le sol. La germination a lieu lorsque la teneur en eau de la semence atteint une valeur critique. Une approche similaire concernant l'oxygénation de la semence supposait de définir une quantité d'oxygène à consommer pour que la germination ait lieu, équivalente à la quantité d'eau à absorber. Cela n'a pas été possible du fait de la complexité de la physiologie de la germination en lien avec la respiration, en particulier dans le cas des semences de betterave sucrière. La semence de betterave est un fruit, et plus précisément un akène : la graine est entourée de téguments morts d'origine ovarienne, le péricarpe qui représente plus de 50% de la masse de la

⁴ La battance est un ensemble de processus affectant la surface du sol sous l'action des pluies. Les pluies provoquent la désagrégation des fragments terreux de surface. La sédimentation des particules résultantes aboutit à la formation d'une couche continue de quelques millimètres d'épaisseur appelée « croûte de battance ».

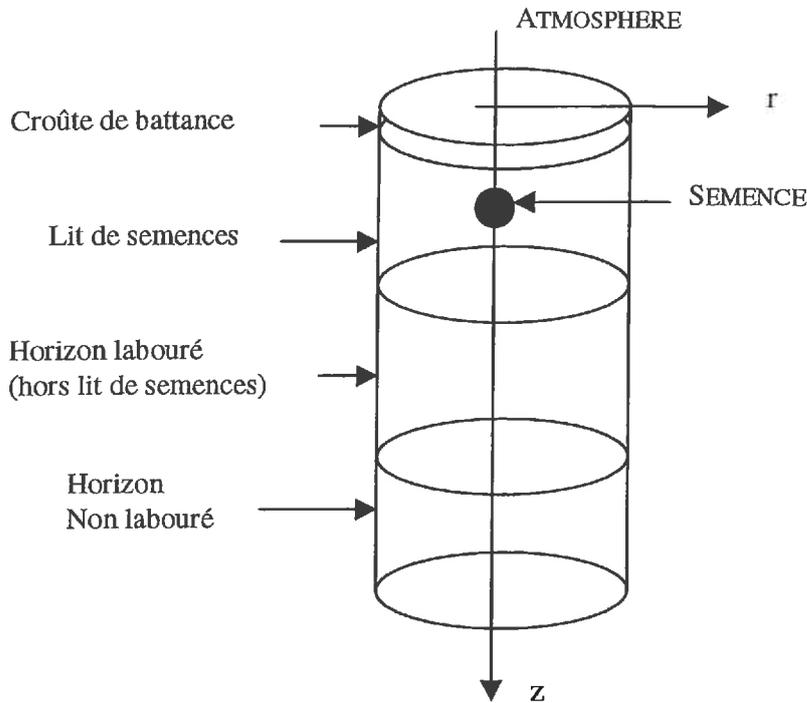


Figure 2 : Modèle de diffusion de l'oxygène au sein du système « sol+semence » et prévision de la germination (Richard et Guérif, 1988a)

Le volume de sol disponible par semence est représenté par un cylindre de rayon r et de hauteur z_v . Plusieurs horizons peuvent être distingués au sein du volume de sol : croûte de battance, lit de semences, horizon labouré et horizon non labouré. Chaque horizon est caractérisé par une porosité de transfert (proche de la porosité libre à l'air) N , un coefficient de diffusion apparent de l'oxygène D , une fonction puits à oxygène d'origine microbienne P . Les paramètres N et P dépendent de l'état structural et de l'état hydrique de chaque horizon. Le paramètre P dépend du statut organique et de la température. Une condition de concentration en oxygène constante et égale à celle de l'atmosphère (environ 21%) est appliquée sur la face supérieure du cylindre. Une condition de flux nul est appliquée sur sa face inférieure et sur ses parois. La vitesse de consommation d'oxygène par la semence est appliquée à l'interface semence/sol. La concentration en oxygène initiale est égale à celle de l'atmosphère en tous points du volume de sol.

L'équation de diffusion de Fick (1) et l'équation de conservation de la masse (2) sont appliquées en tous points du volume de sol (C : concentration en oxygène de la phase gazeuse du sol) :

$$q_r = -D \frac{\partial C}{\partial r} \quad \text{et} \quad q_z = -D \frac{\partial C}{\partial z} \quad (1)$$

$$N \frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{1}{r} \cdot \frac{\partial q_r}{\partial r} - \frac{\partial q_z}{\partial z} - P \quad (2)$$

L'utilisation d'une méthode numérique de résolution d'équations différentielles aux dérivées partielles permet de calculer en tous points du volume de sol, et en particulier à l'interface semence/sol l'évolution de la concentration en oxygène au cours de la germination. La concentration en oxygène calculée à l'interface semence/sol est comparée aux seuils de 10% et 1% qui correspondent, respectivement, à un ralentissement de la germination et à un arrêt de la germination.

semence sèche. Le péricarpe autour de la graine est une barrière à la diffusion de l'oxygène (Coumans et al., 1976), qui consomme lui-même de l'oxygène (par oxydation de composés phénoliques) et qui contient des inhibiteurs de la germination (Richard et al., 1989). J'ai donc proposé une prévision de la germination basée sur une confrontation entre la concentration en oxygène autour de la semence et deux valeurs caractéristiques de la relation concentration en oxygène/cinétique de germination :

- concentration en oxygène en deçà de laquelle la germination est ralentie
- concentration en oxygène en deçà de laquelle la germination est impossible.

Ces concentrations en oxygène sont respectivement de 10% et de 1% dans le cas de la semence de betterave sucrière (Richard et al., 1989), ce qui en fait une espèce relativement sensible à l'hypoxie (Al-Ani et al., 1987).

Pour prévoir l'évolution de la concentration en oxygène autour de la semence, j'ai appliqué les lois physiques de la diffusion gazeuse en milieu poreux (lois de Fick) au système sol/semence (Figure 2) (Richard et Guérif, 1988a). Le sol est représenté par plusieurs horizons qui sont supposés homogènes. Chaque horizon est caractérisé par un coefficient de diffusion apparent de l'oxygène, une porosité libre à l'air et une consommation d'oxygène liée à l'activité microbienne. La semence est caractérisée par la cinétique de consommation d'oxygène jusqu'à ce que la germination ait lieu.

Evaluation du modèle de germination

Le modèle de diffusion d'oxygène au sein du système sol/semence a été évalué au laboratoire. Des expériences de germination ont été réalisées au sein d'éprouvettes de sol parfaitement contrôlées en terme d'état structural (taille des agrégats, porosité), d'état hydrique (taux de saturation de la porosité intra-agrégat et inter-agrégats), de fonction puits à oxygène d'origine microbienne, de conditions aux limites (flux nul ou concentration en oxygène constante). Les éprouvettes de sol ont été obtenues par compactage standard dans une cellule de volume constant d'une quantité d'agrégats calculée suivant l'état structural visé. Les dimensions de la cellule de compactage (7 cm de diamètre et 2.4 cm d'épaisseur) permettent d'obtenir une taille de l'éprouvette de sol *a priori* représentative de l'environnement d'une semence et une répartition *a priori* homogène du volume de pores inter-agrégats (Guérif, 1982). De plus, le coefficient de diffusion gazeuse était mesuré directement sur ces mêmes éprouvettes de sol, à l'aide de la méthode de Ball et al. (1981) et Bruckler et al. (1989) basée sur la diffusion d'un traceur radioactif (⁸⁵Kr). Cela permettait d'éliminer tout risque de changement d'échelle de mesure entre les expériences de germination et celles de caractérisation du milieu.

Grâce à ce dispositif expérimental, j'ai mis en évidence que la germination de la betterave pouvait être perturbée pour plusieurs combinaisons de la porosité, du potentiel de

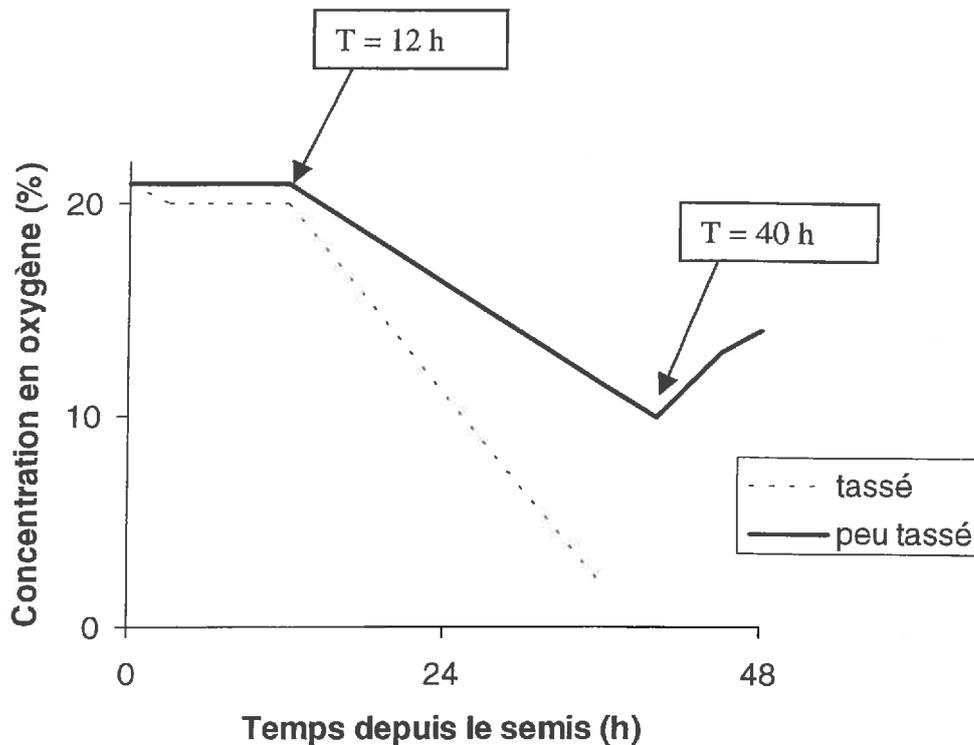


Figure 3 : Simulation de l'évolution de la concentration en oxygène au niveau d'une semence de betterave sucrière située à 3 cm de profondeur d'un lit de semences « tassé » (20% de porosité structurale) ou « peu tassé » (10% de porosité structurale) en présence d'une éventuelle croûte de battance (Richard et Boiffin, 1990).

t = 0 : semis

t = 12 h : on suppose qu'il se forme une croûte de battance continue et saturée à la surface du lit de semences

t = 40 h : on suppose que la croûte de la battance se fissure (pour le lit de semences « peu tassé »)

La fonction puits à oxygène du sol est de $0.0015 \text{ cm}^3 \text{ h}^{-1} \text{ cm}^{-3}$. A une température journalière du sol comprise entre 5 et 15°C, elle correspond à une respiration microbienne relativement forte liée à la présence de résidus de récolte en décomposition.

l'eau et de l'activité microbienne au sein de l'éprouvette de sol. La confrontation des résultats de germination observés et simulés a mis en évidence : (1) que le modèle permet de reproduire à la fois des situations où la germination inhibée, ralentie ou bien n'est pas perturbée, (2) qu'il y avait un dysfonctionnement du modèle dans les situations à très fort potentiel de l'eau (>-2 kPa,) ou à très forte compacité (porosité inter-agrégats proche de zéro). Dans ces deux situations, certaines semences ne germent pas alors que la concentration en oxygène calculée reste supérieure à 10%. En fait, même si globalement le coefficient de diffusion de l'oxygène dans le milieu permet de renouveler l'oxygène consommé par les semences, certaines semences pourraient se trouver au sein d'un environnement non connecté directement avec des pores libre à l'air :

- si le potentiel de l'eau est proche de zéro, il y a présence d'eau au sein de la porosité inter agrégats non nul et la semence peut se retrouver entouré par un film d'eau ;
- si le sol est très compacte (porosité inter-agrégats proche de zéro) et que la porosité intra-agrégat est saturée en eau, la semence peut se retrouver au sein d'un volume de sol totalement saturé en eau.

A l'issue des expérimentations et de la modélisation, il est apparu que malgré des conditions expérimentales bien contrôlées, les grandeurs physiques mesurées à l'échelle de l'éprouvette de sol ne sont pas représentatives des grandeurs caractérisant l'environnement immédiat de la semence.

Utilisation du modèle : diagnostic des conditions d'hypoxie au champ

Ayant limité la validité du modèle de germination à l'étude de l'environnement global de la semence, j'ai utilisé le modèle pour étudier, par simulation, les effets de plusieurs facteurs liés au système de culture, au type de sol et au climat sur les profils de concentration en oxygène dans le lit de semences. J'ai étudié l'importance et la localisation des résidus de récolte, le régime thermique du lit de semences, la présence d'une croûte de battance, son état de saturation et de fissuration de la croûte, tous ceci en interaction avec l'état structural du lit de semences et des couches sous-jacentes (Richard et Guérif, 1988b). J'ai ainsi relié le risque d'hypoxie à la durée de saturation d'une éventuelle croûte de battance à la surface du lit de semences (Figure 3) et à une forte activité microbienne, liée notamment à la présence de résidus de récolte et à la température. **Il en ressort que la prise en compte de la compacité et la teneur en eau des lits de semences n'est pas suffisante pour évaluer les risques d'hypoxie. Il est nécessaire de tenir compte à la fois des conditions pédo-climatiques (formation d'une croûte de battance) et du régime de restitution organique (importance de la fonction puits à oxygène liée à l'activité microbienne).**

	L (mm)	l/L	h/L
NPC	20 ± 0.1	0.78 ± 0.01	0.58 ± 0.01
	30 ± 0.9	0.76 ± 0.03	0.53 ± 0.03
	40 ± 0.4	0.77 ± 0.02	0.55 ± 0.02
NP	41 ± 0.6	0.79 ± 0.02	0.52 ± 0.04
P	40 ± 0.6	0.77 ± 0.03	0.53 ± 0.04

Tableau 4 : Rapport d'aspect de fragments terreux de différents calibres et provenant de différentes modalités de travail du sol (moyenne \pm écart-type)

NPC : non labouré et compacté; NP : non labouré et non compacté ; P : labouré et non compacté

L, l et h représentent les trois axes d'un ellipsoïde, L représentant le plus grand axe et h le plus petit. Les rapports d'aspect d'un ellipsoïde, l/L et h/L, correspondent aux valeurs des deux axes les plus petits rapportées à la valeur du plus grand axe.

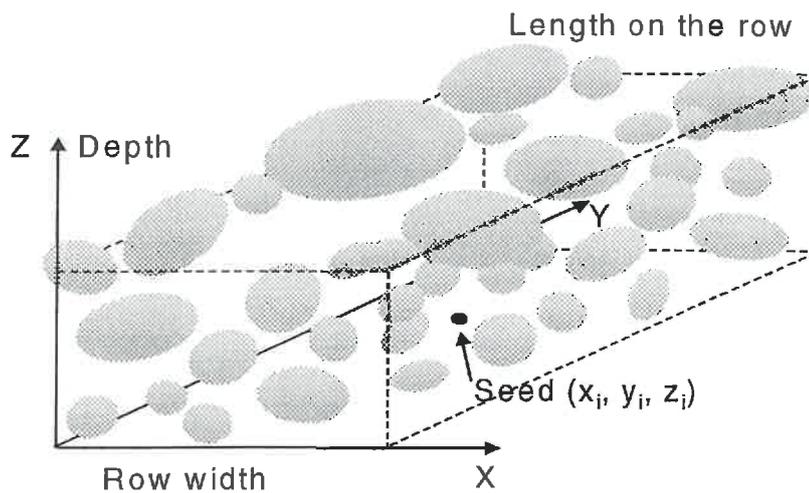


Figure 4 : Maquette de lit de semences simulée par le modèle SIMPLE

Chaque fragment terreux est représenté par un ellipsoïde dont la taille et l'orientation dépendent de la profondeur et de la localisation sur l'axe (Ox) par rapport au centre de la ligne de semis.

2.1.2 Modélisation de la levée en fonction des contraintes mécaniques

Un lit de semences est un horizon du sol avec une structure qu'il est difficile de caractériser d'un point de vue mécanique. C'est un mélange de fragments terreux de taille très variable (du millimètre au décimètre environ) et qui sont le plus souvent difficilement pénétrables. Du fait de la déstructuration des fragments terreux sous l'effet de la pluie, une croûte de battance peut se former à la surface du lit de semences. C'est une couche de quelques millimètres d'épaisseur à structure continue, dont la pénétrabilité dépend fortement de sa teneur en eau. Malgré cette complexité de la structure d'un lit de semences, les modèles de croissance souterraine d'une plantule ont longtemps été basés sur des observations de levée dans des éprouvettes de sol de masse volumique variable dont la résistance à la pénétration n'est caractérisée que globalement (Weaich et al., 1992a et b ; Mullins et al., 1996). L'objectif de la thèse de J.N. Aubertot (1998) était de compléter ces travaux par une caractérisation plus fine de la structure d'un lit de semences, ceci dans le cas de la betterave sucrière. Le travail a consisté dans une première étape à étudier (1) le mode d'agencement des fragments terreux dans des lits de semences *in situ*, (2) les variations de résistance mécanique d'une croûte de battance selon son degré de développement et sa teneur en eau. Dans une seconde étape, nous avons modélisé les répercussions de la structure du lit de semences sur la levée des plantules.

Agencement des fragments terreux au sein des lits de semences et levée des plantules

Les relations entre la taille des fragments terreux, leur forme et leur localisation ont été obtenues par tamisage et analyse d'image de coupes de sol, dans des lits de semences de betterave sucrière plus ou moins grossiers (Aubertot et al., 1999). Nous avons montré que les fragments terreux ont une forme générale plutôt ellipsoïdale que sphérique. De plus, ils ont des rapports d'aspect constants quelles que soient leur taille et leur origine (Tableau 4). Les rapports d'aspect des ellipsoïdes sont très proches des valeurs théoriques calculées en considérant que les petits fragments sont issus de la fragmentation des plus gros fragments selon une fracture au milieu de leur plus grand axe (Dexter, 1985). Quant à la localisation des fragments terreux, nous avons montré qu'ils ne sont pas localisés aléatoirement au sein d'un lit de semences. Leur taille et leur orientation varient en fonction de la profondeur du fait de l'action de tri effectuée par les outils de travail du sol et par le semoir.

L'ensemble de ces caractérisations a permis la mise au point d'un générateur de maquette 3-D des lits de semences (Figure 4) : les fragments terreux sont des ellipsoïdes dont la taille, la forme et les coordonnées sont définis par l'utilisateur à partir des résultats préliminaires que nous avons obtenus. Cette maquette a été utilisée pour simuler la croissance souterraine de

la plantule de betterave sucrière (modèle SIMPLE, Dürr et al., 2001) en faisant deux hypothèses :

- les fragments terreux sont infranchissables mais contournables,
- la vitesse de croissance souterraine de l'hypocotyle (qui correspond à la tige qui porte les cotylédons) est constante et par conséquent indépendante de l'état structural.

L'évaluation du modèle SIMPLE a montré que la maquette rend bien compte du parcours souterrain de l'hypocotyle. Par contre, il est apparu que la date de levée était prévue trop tôt par le modèle du fait d'une vitesse de croissance souterraine de la plantule trop élevée. **Des contraintes mécaniques locales, liées au déplacement des fragments terreux de petite taille ou au contournement de fragments terreux de grande taille plus ou moins rugueux, entraîneraient une diminution de la vitesse d'élongation de la plantule.**

Franchissement d'une croûte de battance et levée des plantules

L'étude du franchissement des croûtes de battance a été réalisée grâce à la mise au point d'un pénétromètre ascendant qui permet de caractériser la résistance à la pénétration d'une croûte de battance, dans les mêmes conditions que celles que rencontre un hypocotyle (Aubertot et al., 2002). L'étude a été effectuée dans des bacs de terre de grande taille : 60 cm de côté et 10 cm de profondeur, sous simulation de pluie. L'ensemble du dispositif a permis de réaliser les expériences de levée et les mesures de pénétrométrie dans des conditions identiques (comme pour les expériences de germination en conditions d'hypoxie et de mesures du coefficient de diffusion), et proches de celles rencontrées *in situ*.

Nous avons montré que les modes de franchissement de la croûte de battance par le pénétromètre et ceux par les hypocotyles étaient différents : franchissement par pénétration ou par rupture pour le pénétromètre, franchissement par pénétration ou par passage par une fissure pour l'hypocotyle. La réponse obtenue à l'aide du pénétromètre ne serait par conséquent pas représentative du comportement de l'hypocotyle. L'utilisation de modèles physiques de pénétration ou de rupture des croûtes a permis d'évaluer plus finement la pertinence des valeurs de résistance mécanique obtenues avec le pénétromètre. Il est apparu que les résistances mécaniques des croûtes mesurées devaient empêcher toute levée de plantule compte tenu des forces d'émergence des hypocotyles. C'est la différence de rigidité entre l'aiguille du pénétromètre et l'hypocotyle qui serait à l'origine de cette réponse. En fait, l'hypocotyle serait capable de suivre le trajet souterrain le plus facilement franchissable, contrairement à l'aiguille du pénétromètre qui a un trajet strictement vertical. **Ces résultats montrent qu'il y a une variabilité locale de la résistance à la pénétration d'une croûte de battance qui est difficile à caractériser mais qui a des conséquences très importantes sur la levée des plantules.**

2.1.3 Conclusion

Les travaux conduits sur la phase de levée des plantes cultivées ont étroitement associé expérimentation et modélisation. L'ensemble des connaissances acquises a été intégré à un modèle de prévision des levées en fonction de l'état du lit de semences et de la localisation des semences. Sur le plan agronomique, les simulations réalisées à l'aide du modèle de levée ont permis de quantifier l'effet de plusieurs facteurs sur le déroulement de la phase de levée d'une culture: activité microbienne liée aux restitutions organiques, agencement des fragments terreux, état hydrique et structural de la croûte de battance, en interaction avec la profondeur de semis. Il est possible à partir de telles simulations de proposer des règles de décision en matière de travail du sol et de semis : par exemple, localisation des résidus de récolte en fonction de la sensibilité du sol à la battance, densité de semis en fonction de la localisation des fragments terreux les plus grossiers. Il s'agit maintenant de généraliser l'utilisation du modèle SIMPLE à des conditions de sol, de climat et de modalités de travail du sol variées. Pour cela, il nous faut inclure dans le modèle de la levée la prévision de l'état structural au semis (cf. § 2.3) et la prévision des fonctionnements hydrique et thermique du lit de semences (cf. 2.2). L'effet de l'état du lit de semences est très dépendant de la localisation des semences en son sein. Il nous faudra donc mieux comprendre les interactions entre l'état du lit de semences (cohésion, humidité, présence de fragments terreux de grande taille et de résidus végétaux, ...) et le fonctionnement du semoir pour être en mesure de prévoir le déroulement de la levée en fonction des modalités de semis.

Sur le plan scientifique, les travaux effectués concernent le couplage entre des processus physiques et des processus biologiques. Ce couplage pose le problème de la compatibilité des échelles de temps et d'espace auxquelles on est capable de prévoir des variables physiques avec celles auxquelles réagissent des objets biologiques. La confrontation entre des résultats de germination et de levée obtenus dans des dispositifs expérimentaux adaptés à l'estimation précise des propriétés physiques du sol, et des résultats obtenus par modélisation dans ces mêmes conditions, m'a permis d'évaluer la pertinence des méthodes employées pour estimer les propriétés de transfert ou bien les propriétés mécaniques du sol. J'ai été confronté à la variabilité des propriétés physiques du sol : résistance à la pénétration de la croûte, coefficient de diffusion de l'oxygène à l'échelle d'une semence ou d'une plantule. Il sera donc nécessaire d'adopter par la suite une approche stochastique pour caractériser les propriétés physiques du lit de semences.

La modélisation, associée à une démarche expérimentale rigoureuse, a permis (1) sur le plan agronomique, de quantifier et de hiérarchiser les effets de différents facteurs agronomiques en vue d'élaborer des règles de décision concernant le semis des cultures, (2) sur le plan scientifique, d'évaluer la pertinence de plusieurs méthodes physiques de caractérisation du milieu.

2.2 FONCTIONNEMENTS THERMIQUE ET HYDRIQUE DES SOLS CULTIVES

La température et la teneur en eau du sol sont deux variables physiques très importantes, notamment pour la levée des cultures. La température détermine en grande partie la durée de la phase semis-levée et donc la durée d'exposition des plantes aux risques climatiques et parasitaires, à une période où elles sont très fragiles. La réalisation de la germination dépend directement de la teneur en eau autour des semences. La teneur en eau du sol définit aussi les conditions d'intervention dans la parcelle pour réaliser les opérations de semis. Ainsi, si le sol est très humide, il y a un tassement lors du passage des engins agricoles qui est préjudiciable ensuite à la mise en place du système racinaire. A l'opposé, si le sol est très sec, la forte cohésion du sol qui en résulte limite l'action des outils lors de la fabrication du lit de semences.

En modifiant la structure, le travail du sol permet de jouer sur les fonctionnements thermique et hydrique du sol. Il peut influencer à la fois les propriétés de la surface (albédo, rugosité) qui jouent sur le bilan d'énergie, les propriétés de transfert d'eau et de chaleur. Les effets du travail du sol avaient surtout été étudiés au travers de l'effet du mulch⁵ (Gauer et al., 1982 ; Wall et Stobbe, 1984 ; Johnson et Lowery, 1985, Gicheru, 1994). En revanche, beaucoup moins d'études avaient concerné l'effet de l'état structural de la couche travaillée (Griffith et al., 1973 ; Allmaras et al., 1972, 1977). De plus, les travaux de modélisation concernaient surtout la température du sol, et ne prenaient pas en compte le couplage entre les régimes thermique et hydrique du sol, que ce soit au niveau du bilan d'énergie ou des propriétés de transfert (Wierenga et de Wit, 1970 ; Ghuman et Lal, 1981 ; Gupta et al., 1981, 1984, 1990).

Dans ce contexte, les travaux de recherche que j'ai conduits sur les fonctionnements thermique et hydrique des sols cultivés avaient trois objectifs :

- mieux comprendre comment se déterminent la température et la teneur en eau des couches de sol travaillées en fonction de leur état structural ;
- établir l'effet de l'état structural d'une couche de sol sur ses propriétés de transfert ;
- modéliser les variations de la température et de la teneur en eau dans les sols cultivés afin de quantifier l'effet du travail du sol sur le fonctionnement thermique et hydrique du sol en fonction des conditions pédo-climatiques.

J'ai pour cela associé des expérimentations de terrain dans lesquelles j'ai cherché à créer des états structuraux type, à l'utilisation d'un modèle décrivant les processus physiques de transferts d'eau et de chaleur dans les sols.

⁵ Le mulch est une couche à la surface du sol constituée de résidus de culture.

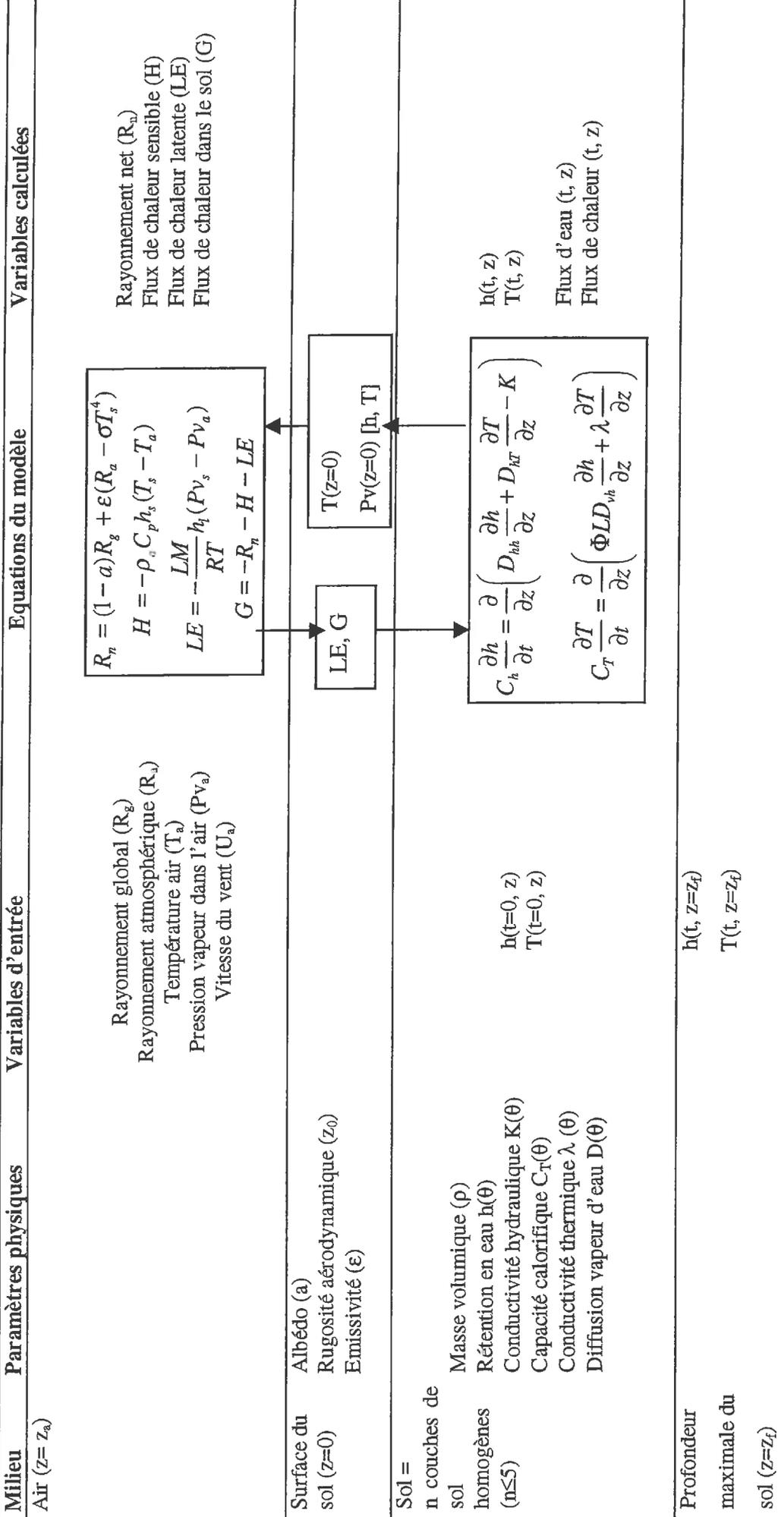


Tableau 5 : Description schématique du modèle mécaniste de transferts couplés d'eau et de chaleur TEC (d'après Chanzy, 1992)

θ : teneur en eau volumique ; h : potentiel matriciel, T : température
 C_h : capacité capillaire, D_{hh} : conductivité hydrique lié à un gradient de potentiel, D_{hT} : diffusivité hydrique lié à un gradient de température
 D_{vh} : conductivité gazeuse isotherme

Choix du modèle

Ne disposant pas de modèle permettant de décrire les transferts entre des fragments terreux de taille variable, le modèle choisi considère le sol comme un ensemble de couches homogènes. C'est un modèle physique de transferts couplés d'eau (en phases liquide et gazeuse) et de chaleur qui intègre le bilan d'énergie à la surface du sol. Il a été mis au point à l'INRA Science du Sol Avignon (modèle TEC, Wittono et Bruckler, 1989 ; Chanzy et Bruckler, 1993). Comme tous les modèles dits « mécanistes » basés sur les lois physiques de transferts en milieu poreux, c'est un modèle relativement lourd à mettre en œuvre, il nécessite l'estimation de nombreux paramètres (Tableau 5). Cependant, grâce au couplage entre les transferts d'eau en phase liquide et en phase gazeuse, le modèle TEC permet de simuler des phases de dessèchement marquées des lits de semences durant lesquelles les transferts d'eau en phase gazeuse sont importants. Grâce au couplage avec le bilan d'énergie, le modèle TEC permet de s'affranchir d'un sous-modèle empirique d'évaporation. En revanche, le modèle TEC est un modèle mono-dimensionnel : il ne permet pas de prendre en compte les transferts latéraux liés à l'hétérogénéité des couches de sol cultivées.

Choix des conditions expérimentales

Pour choisir au mieux les situations à expérimenter, des analyses de sensibilité de l'évolution de la température et de la teneur en eau du sol aux variables et paramètres du modèle TEC ont été réalisées (Richard et al., 1994 ; Sillon, 1999). Le modèle a été utilisé pour des conditions de sol et de climat au printemps, en lien avec le problème du réchauffement du lit de semences, et de son dessèchement par évaporation. Ce sont la conductivité hydraulique et l'albédo du sol qui sont apparus comme influant le plus la température et la teneur en eau du sol. En revanche, les propriétés thermiques ont eu une influence beaucoup plus faible. La conductivité hydraulique joue sur la ré-alimentation en eau de la surface qui influe sur la partition de l'énergie solaire incidente entre le flux d'évaporation et le flux de chaleur dans le sol.

La conductivité hydraulique, et de manière plus générale les propriétés hydrodynamiques, dépendent de la taille des pores et de leur connectivité. Elles varient principalement en fonction de la texture du sol, de sa compacité et de la taille des fragments terreux qui composent le sol. Peu de références sont disponibles concernant les propriétés hydrodynamiques des sols cultivés dans le domaine non-saturé (cf. les revues de la littérature de Klute, 1982 ; Horton et al., 1989, 1994 ; Guéris et al., 2001) parce qu'elles sont difficiles à mesurer. J'ai donc privilégié l'étude des propriétés hydrodynamiques en fonction de la structure du sol. La nature des traitements expérimentaux étudiés, en fonction du degré de compacité de la couche labourée et des modalités de travail du sol, tient compte des hypothèses de continuité

Encadré 4 : Dispositif expérimental d'étude du fonctionnement hydrique et thermique du sol

Quatre traitements expérimentaux ont été mis en place dans plusieurs types de sol pour étudier les fonctionnements hydrique et thermique du sol en fonction de sa structure. Chaque traitement est défini par le niveau de compacité et par la taille des fragments terreux des 30 premiers centimètres de sol. A l'automne, une couche de sol (0-30 cm) constituée majoritairement de fragments terreux de petite taille (< 1 cm) et de structure fragmentaire est créée par un travail du sol profond (utilisation d'une rotobèche pour obtenir un état le plus homogène possible). Au printemps, quatre états sont obtenus :

- un état « porosité maximale » constitué de fragments de petite taille créé par un nouveau travail du sol (rotobèche) en profondeur (P).
- un état « porosité minimale », correspondant à un état très compact créé par un passage de tracteur en conditions humides roue dans roue (C).
- un état « porosité intermédiaire », constitué de fragments de petite taille, créé par l'action du climat hivernal sur le sol travaillé à l'automne (A).
- un état « hétérogène » constitué de fragments terreux de taille très variable (du millimètre au décimètre), créé par un travail du sol profond (rotobèche) d'un sol préalablement compacté en conditions humides (B).

Ces quatre états représentent une gamme de variation extrême de l'état structural d'une couche labourée au printemps.

Encadré 5 : Méthodes de mesure de l'humidité d'un sol et du flux de chaleur dans le sol

Sondes capacitives pour la mesure de l'humidité du sol (Chanzy et al., 1998)

La mise au point d'une sonde capacitive constituée d'une électrode annulaire et d'une électrode en aiguille de faibles dimensions (respectivement 3 cm de diamètre et 2 cm de longueur) devait permettre une mesure très localisée de l'humidité du sol et ceci avec un coût relativement faible (Gaudu et al., 1993 ; Ould Mohamed, 1997). Cependant, l'extrême sensibilité de la mesure au contact sol/électrodes, résultant de l'état du sol et du mode d'implantation du capteur, rend de fait indispensable un étalonnage *in situ* de chaque sonde à partir de prélèvements gravimétriques. L'étude qui a été conduite en collaboration avec l'INRA Science du Sol d'Avignon a permis de proposer une stratégie d'étalonnage originale qui combine les mesures des différentes sondes positionnées à une même profondeur et qui tient compte de la précision de chaque sonde.

Plaquettes de mesure du flux de chaleur dans le sol (Robin et al., 1996)

La mesure du flux de chaleur à la surface du sol peut se faire à partir de la méthode du stock thermique ou à l'aide de plaquettes fluxmètres, classiquement constituées de thermopiles. Un étalonnage *in situ* de ces plaquettes est nécessaire, car la mesure dépend de la conductivité thermique du sol et de la résistance de contact entre le sol et la plaquette. Nous avons testé un nouveau type de plaquette constituée de circuits imprimés (Théry et al., 1983 ; Hérin et Théry, 1992). Une étude à la fois théorique et expérimentale a permis de montrer que les circuits imprimés étaient moins sensibles aux conditions d'utilisation (type de sol, implantation du capteur) que les thermopiles. Cela est dû à leur faible épaisseur et à un meilleur contact avec le sol du fait d'un revêtement en cuivre plutôt qu'en résine isolante.

et d'homogénéité du milieu qui sont sous-jacentes à la modélisation (Encadré 4). Ces hypothèses sont *a priori* respectées dans des couches de sol constituées de fragments terreux infra-centimétriques plus ou moins tassés (traitements A, P, C). Le sont-elles pour une couche de sol constituée de fragments terreux de diamètre très variable, du millimètre au décimètre (traitement B) ? Les quatre traitements expérimentaux ainsi définis représentent une gamme très large des états structuraux pouvant être obtenus au printemps en fonction des systèmes de culture (Manichon, 1982). Ces traitements ont été créés dans les deux grands types de sol du Nord de la France : sol de limon (pourcentage d'argile de l'ordre de 20% dans la couche labourée) correspondant à un sol brun lessivé, sol de craie (pourcentage de calcaire de l'ordre de 70% dans la couche labourée) correspondant à une rendzine sur substrat crayeux⁶.

2.2.1 *Etude expérimentale du fonctionnement hydrique et thermique du sol*

Le fonctionnement thermique et hydrique du sol a été caractérisé par le bilan d'énergie à la surface du sol⁷, l'évolution de la teneur en eau, du potentiel de l'eau et de la température à plusieurs profondeurs dans le sol. La mesure de ces variables se heurte encore à de nombreuses difficultés méthodologiques. J'ai contribué à la mise au point de deux nouvelles méthodes de mesure : les sondes capacitatives pour la teneur en eau du sol (Chanzy et al., 1998), les plaquettes avec circuits imprimés pour le flux de chaleur dans le sol (Robin et al., 1997) (Encadré 5).

L'étude des interactions entre le flux d'évaporation, le flux de chaleur dans le sol et le flux de chaleur sensible a été possible grâce à l'utilisation d'une méthode micro-météorologique pour calculer les flux vers l'atmosphère (Cellier et al., 1996 ; Richard et Cellier, 1998). C'est une méthode d'estimation du flux d'évaporation beaucoup plus précise que les méthodes basées sur les variations de teneur en eau dans le sol (méthode du plan de flux nul, Vachaud et al., 1978 dont Chanzy (1992) estime l'incertitude entre 1 et 2 mm/j). Cependant, elle est coûteuse en matériel et elle exige des parcelles de grande taille (au moins 1 ha).

Nous avons montré que c'est le sol le plus compact qui évapore le plus. Une différence de masse volumique de 0.1 à 0.2 Mg m⁻³ dans les 20 premiers centimètres d'un sol de texture limoneuse entraîne des écarts du flux d'évaporation de l'ordre de 20% (Richard et Cellier, 1998). Cet écart peut atteindre 50% dans le cas d'un sol de craie (Sillon et al., 2001). L'état structural modifie aussi l'évolution au cours du temps de la teneur en eau et sa variation en

⁶ Respectivement Luvisol Orthic et Rendoll Typic d'après la légende de la carte FAO (1974).

⁷ Le bilan d'énergie à la surface du sol s'écrit : $R_n = G + H + \lambda E$ avec

R_n : rayonnement net, G : flux de chaleur dans le sol

H : flux de chaleur sensible, λE : flux de chaleur latente ou flux d'évaporation

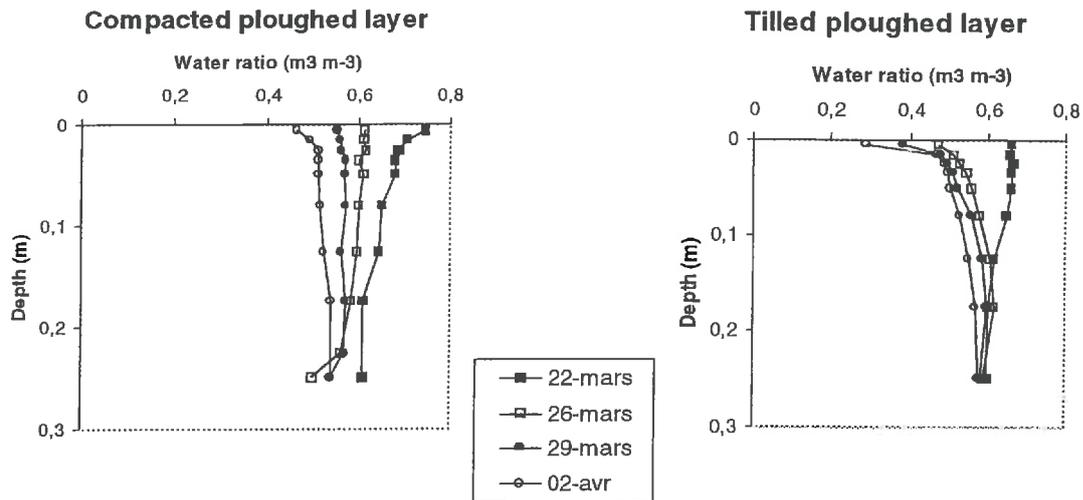


Figure 5 : Evolution du profil d'indice d'eau au cours d'une période de dessèchement (du 22/3 au 2/4) dans un sol travaillé à l'automne sur 30 cm (à droite) ou fortement compacté au printemps (à gauche) (Sillon et al., soumis)

Les premiers centimètres du sol travaillé se dessèchent plus rapidement que ceux du sol compacté. Au delà de 15 cm de profondeur, c'est le sol compacté qui se dessèche plus rapidement que le sol travaillé.

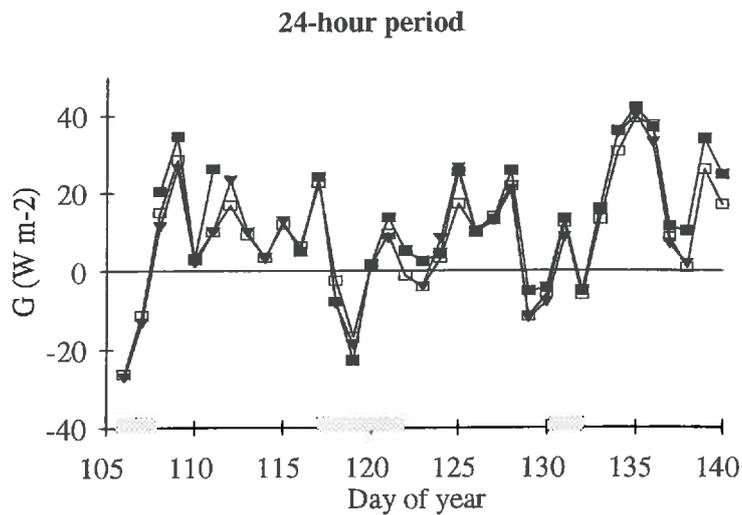


Figure 6 : Flux de chaleur moyen à la surface du sol (G) en fonction de l'état structural du lit de semences (Richard et Cellier, 1998) : lit de semences compacté (carré noir), lit de semences travaillé à l'automne (carré blanc, lit de semences travaillé au printemps (triangle). Les périodes grisées correspondent aux périodes pluvieuses.

fonction de la profondeur : le dessèchement du sol le plus compact est plus lent en surface que celui du sol le plus poreux et il est plus homogène en fonction de la profondeur (Figure 5).

Contrairement au flux d'évaporation, le flux de chaleur moyen dépend très peu de l'état structural (Figure 6). A cela, deux raisons essentielles :

- les variations d'énergie disponible à la surface du sol représentée par la différence $R_n - \lambda E$ (rayonnement net – flux d'évaporation) se répercutent avant tout sur le flux de chaleur sensible vers l'atmosphère plutôt que sur le flux de chaleur dans le sol. Ceci est en accord avec l'effet théorique d'une augmentation la température de surface due à une augmentation de l'énergie disponible à la surface du sol (Cellier et al., 1996) :
 - le flux de chaleur dans le sol croît proportionnellement au gradient $[dT/dz]$
 - le flux de chaleur sensible croît proportionnellement au gradient $[dT/dz]^{3/2}$.
- le rapport entre le flux de chaleur dans le sol et l'énergie disponible à la surface du sol ($G/[R_n - \lambda E]$) dépend aussi de la conductivité thermique à la surface du sol. Le sol le plus compact a une forte conductivité thermique, ce qui favorise la pénétration de la chaleur dans le sol malgré une quantité d'énergie disponible plus faible. Ceci étant, le sol le plus compact reste le sol le plus froid (de moins de 1 K en moyenne journalière) à cause d'une capacité calorifique plus élevée (sol plus dense et plus humide).

2.2.2 Structure du sol et propriétés de transfert d'eau et de chaleur

Comme pour tous les travaux ayant porté sur la modélisation des transferts en milieu poreux, j'ai été confronté aux difficultés de l'estimation des propriétés de transfert. En effet, on ne dispose pas de modèles fiables pour estimer avec précision les propriétés de transfert à partir des caractéristiques du sol (Guérif et al., 2001). J'ai donc été amené à évaluer plusieurs méthodes pour estimer la conductivité thermique et la conductivité hydraulique d'un sol.

Estimation de la conductivité thermique du sol

J'ai conduit l'étude d'une méthode d'estimation *in situ* de la conductivité thermique (méthode TFIELD, Richard et al., 1989). C'est une méthode inverse qui est basée sur des mesures de température à plusieurs profondeurs (au moins trois) d'une couche de sol supposée homogène. J'ai testé par simulation l'influence de la qualité de l'étalonnage des capteurs de température et du repérage de la position des capteurs. J'ai étudié l'effet de l'hétérogénéité de la couche de sol étudiée. La méthode TFIELD est relativement facile à mettre en œuvre mais elle s'est avérée très sensible aux erreurs sur la position des capteurs (20% d'erreur sur la

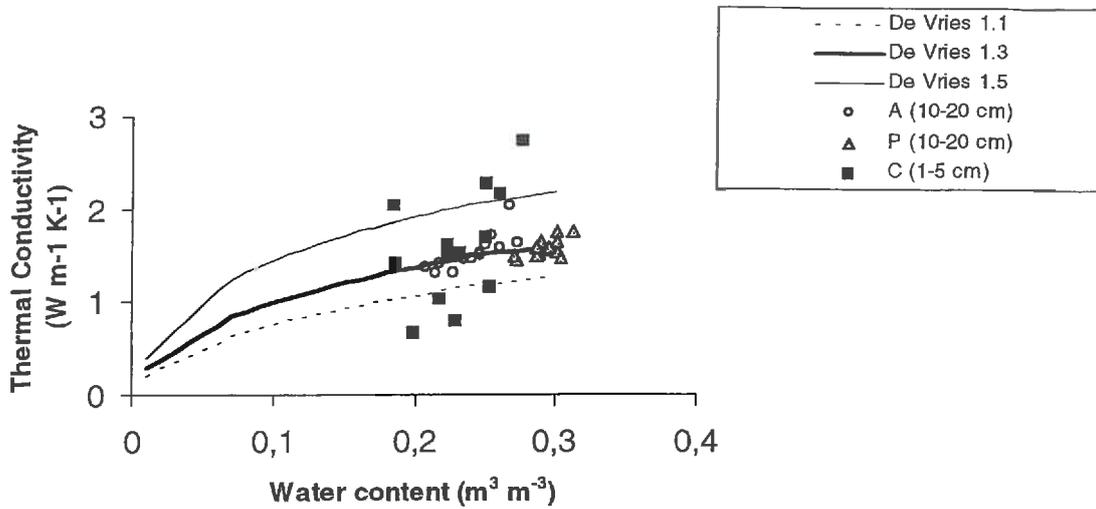


Figure 7 : Conductivité thermique estimée *in situ* après un semis de betterave à l'aide de la méthode TFIELD pour une couche de sol de masse volumique 1.3 Mg m^{-3} dans trois traitements expérimentaux : couche 10-20 cm d'un labour d'automne (A), couche 10-20 cm d'un labour de printemps (P), couche 1-5 cm sous un passage de roue (C). Les lignes continues représentent les variations de conductivité thermique calculées à partir du modèle de De Vries (1963) pour un sol de masse volumique 1.1, 1.3 ou 1.5 Mg m^{-3} (Richard et Cellier, 1997).

On remarque la forte variabilité des conductivités thermiques estimées dans la couche 1-5 cm du traitement compacté C à l'aide de la méthode TFIELD.

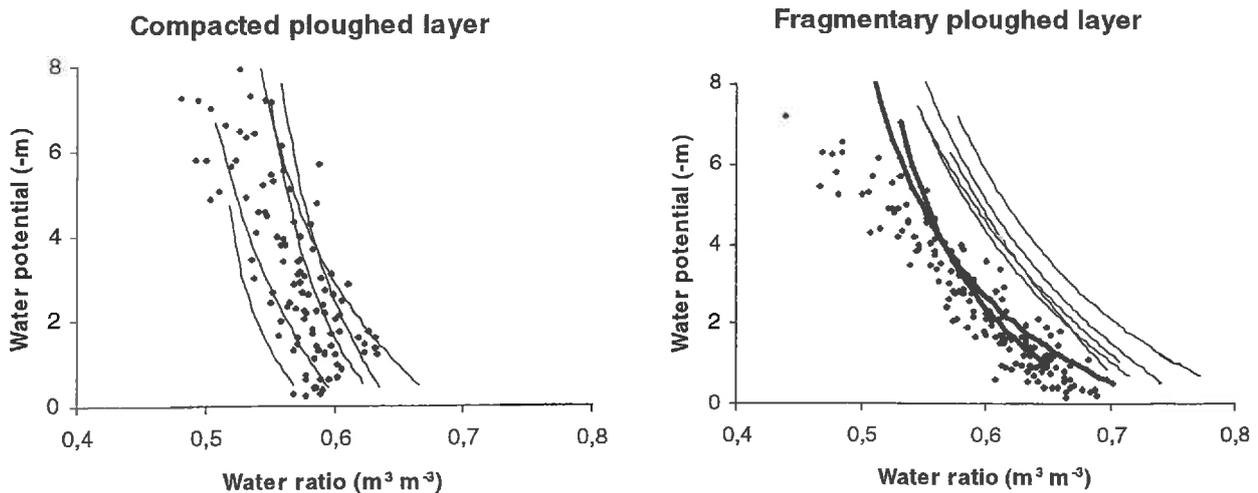


Figure 8 : Courbes de rétention en eau d'une couche de sol de structure massive et compacte (à gauche) et de structure fragmentaire et poreuse (à droite) obtenues (i) à partir de mesures simultanées de potentiel et d'humidité sur le terrain (losange), (ii) à l'aide de la méthode « Wind » en suivant deux protocoles de saturation : par ennoyage (trait fin) ou *per ascensum* (trait épais) (Richard et al., 2001a)

Le protocole de saturation modifie l'estimation de la courbe de rétention en eau par la méthode « Wind » (cas du sol très poreux) : pour un potentiel de l'eau donné, la teneur en eau estimée après saturation par ennoyage est plus élevée que celle estimée après saturation per ascensum.

conductivité thermique pour une erreur sur la localisation d'un capteur de ± 5 mm). Elle donne des estimations erronées dans le cas où la couche de sol considérée n'est pas homogène. **Une attention extrême est donc requise pour le choix et le repérage de la position des capteurs dans le sol.**

La méthode TFIELD a permis d'estimer, au champ, la conductivité thermique de couches de sol d'état structural contrasté en fonction de leur teneur en eau (Figure 7). L'estimation s'est avérée très délicate pour les tous premiers centimètres du sol (cf. couche 1-5 cm sur la Figure 7), où flux de chaleur qui est aussi lié au gradient de potentiel de l'eau (et non pas seulement au gradient thermique). J'ai appliqué le modèle de De Vries (1963)⁸ aux données obtenues. Ce modèle permet de rendre compte correctement des variations de la conductivité thermique en fonction de la masse volumique du sol après que l'on a calé les facteurs de forme.

Estimation des propriétés hydrodynamiques du sol

La méthode Wind (Wind, 1968) est l'une des rares méthodes qui permet d'estimer la conductivité hydraulique d'un sol dans le domaine non-saturé. En effet, la conductivité hydraulique en non-saturé n'est généralement pas mesurée, elle est déduite de la courbe de rétention en appliquant un modèle comme celui de van Genuchten (1980). La méthode Wind consiste à mesurer simultanément dans un cylindre de sol initialement proche de la saturation et soumis à une évaporation, la variation du stock d'eau et du profil de potentiel de l'eau. On peut alors estimer, par une méthode inverse, la courbe de rétention en eau du sol, puis calculer les variations de conductivité hydraulique à partir de la loi de Darcy. Pour évaluer l'intérêt de la méthode Wind dans le cas des couches de sol travaillées, les résultats obtenus par la méthode Wind ont été comparés à ceux obtenus par l'utilisation du modèle TEC en méthode inverse à partir de mesures simultanées de la teneur en eau et du potentiel de l'eau au cours du dessèchement d'un sol *in situ* (Richard et al., 2001a). Nous avons montré que les deux méthodes donnent des résultats comparables à partir du moment où la procédure de saturation des cylindres de sol, étape préalable à l'utilisation de la méthode Wind, est adaptée au niveau de compacité du sol étudié : saturation totale par ennoyage pour un sol de forte compacité, saturation partielle *per ascencum* pour un sol de faible compacité (Figure 8). Il est à noter que cette cohérence des méthodes de terrain et de laboratoire, basées sur des hypothèses physiques similaires, est obtenue malgré des modalités de mesure de la teneur en eau et du potentiel de

⁸ Le modèle de De Vries (1963) considère que le milieu poreux est constitué d'une phase physiquement continue, l'eau liquide, dans laquelle sont dispersés des ellipsoïdes de solide (quartz, autres minéraux, matières organiques) et d'air caractérisés par des facteurs de forme g_a , g_b et g_c ($g_a + g_b + g_c = 1$). Des formules empiriques permettent d'estimer les facteurs de forme, mais plusieurs auteurs considèrent ces coefficients comme des paramètres à ajuster (Balabanis, 1987).

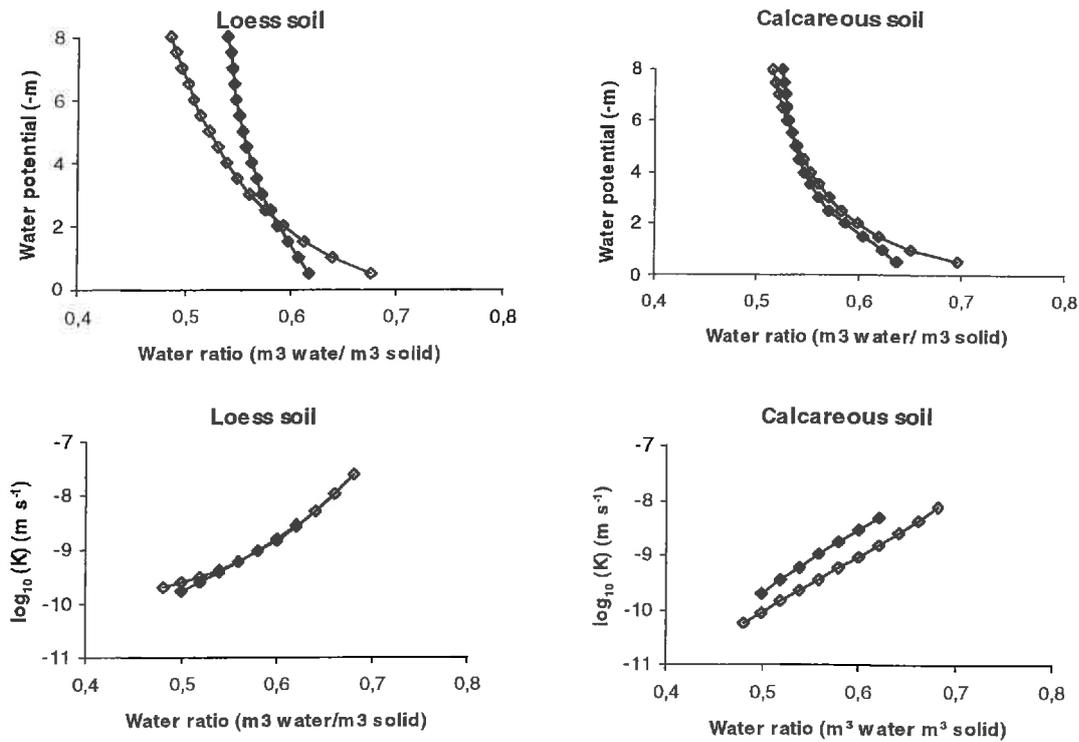


Figure 9 : Relations Potentiel de l'eau/Indice d'eau et Conductivité hydraulique/indice d'eau obtenues par la méthode « Wind » pour une couche de sol compactée, de structure massive et compacte (symbole plein), ou travaillée de structure fragmentaire et poreuse (symbole ouvert) (Richard et al., 2001b, Sillon et al., soumis)

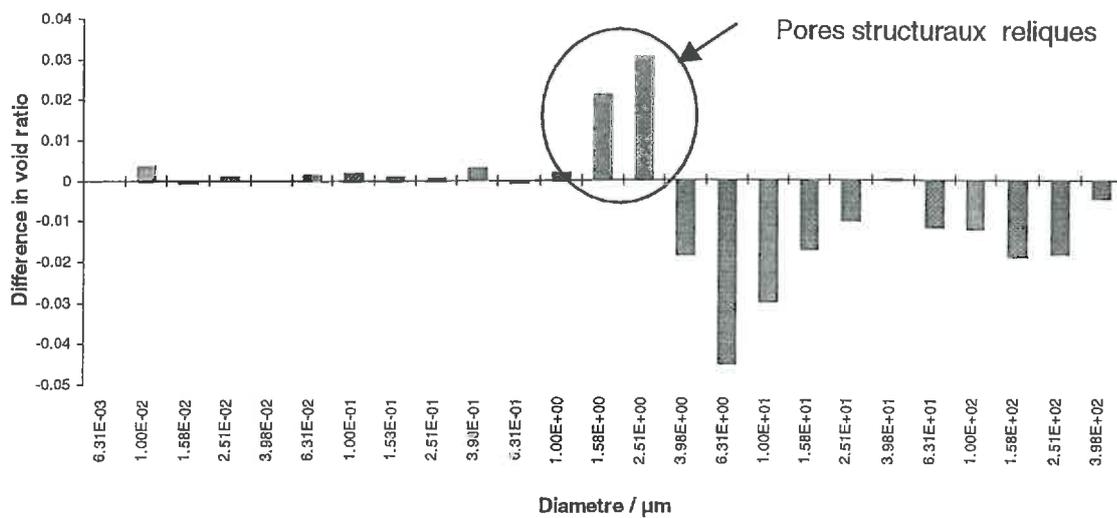


Figure 10 : Différence, par classe de diamètre équivalent de pores, entre le volumes de pores de fragments terreux prélevés dans la couche de sol compactée et le volume de pores de fragments terreux prélevés dans la couche de sol travaillée (sol de limon) (Richard et al., 2001b)

Le volume poral textural ne serait pas affecté par le compactage. Le plus grand volume de pores mesurés dans la couche de sol compactée serait dû à des pores structuraux piégés au sein de l'espace poral textural lors du compactage.

l'eau très différentes, et bien que les méthodes inverses soient utilisées dans des conditions aux limites elles–aussi très différentes.

La méthode Wind et le modèle TEC utilisé en méthode inverse ont été utilisés pour étudier les variations des propriétés hydrodynamiques liées à la structure du sol (Figure 9). Les résultats obtenus ont été très différents dans les deux types de sol étudiés (Richard et al., 2001b). En sol de craie, la courbe de rétention en eau est la même quel que soit l'état structural du sol pour des potentiels de l'eau inférieurs à -20 kPa. En sol de limon, il y a d'autant plus d'eau retenue par le sol que celui-ci a une masse volumique élevée. Quant à la conductivité hydraulique, en sol de craie, elle augmente avec la masse volumique. Par contre, en sol de limon, la conductivité hydraulique est la même quelle que soit la masse volumique du sol.

Supposons un sol présentant initialement une structure fragmentaire, constitué de fragments terreux de petite taille. D'après Monnier et al. (1973) et Stengel (1979), la porosité texturale correspond principalement à la porosité interne aux fragments terreux alors que la porosité structurale correspond principalement à la porosité entre les fragments terreux⁹. La diminution de la porosité entre les fragments terreux par compactage entraîne une augmentation des surfaces de contact entre les fragments terreux (Gupta et al., 1989 ; Tamari, 1994). En conséquence, tant que le taux de saturation de la porosité structurale est nul, c'est à dire tant que l'eau est uniquement localisée au sein des fragments terreux, une augmentation de la compacité doit entraîner une augmentation de la conductivité hydraulique du fait d'une meilleure continuité des pores remplis d'eau. De plus, en l'absence de modification de la porosité des fragments terreux, la courbe de rétention en eau ne doit pas varier en fonction du niveau de compacité du sol. C'est ce qui a été obtenu en sol de craie.

En sol de limon, les résultats étant différents et ne pouvant pas être expliqués de la même manière, nous avons été conduits à réaliser une analyse fine de la porosité (porosimétrie à mercure, analyse de lames minces). Il apparaît que la porosité texturale n'a pas été affectée par le compactage du sol ou le travail du sol, ce qui est conforme aux propriétés de la porosité texturale telle qu'elle a été définie. En revanche, lors du compactage, des pores structuraux ont été « emprisonnés » au sein de l'espace poral textural (Figure 10). L'existence de ces pores, qualifiés de pores structuraux « reliques » par Bruand et Cousin (1994), permet d'expliquer les

⁹ L'analyse de la porosité proposée par Monnier et al. (1973) et Stengel (1979) est fondée sur l'hypothèse que dans le volume poral du sol coexistent deux ensembles de pores d'origines différentes :

- pores texturaux résultant de l'assemblage des particules constitutives du sol et ne dépendant que de sa constitution du sol et de sa teneur en eau
- pores structuraux résultant de l'action du travail du sol, du climat et des organismes vivants dans le sol.

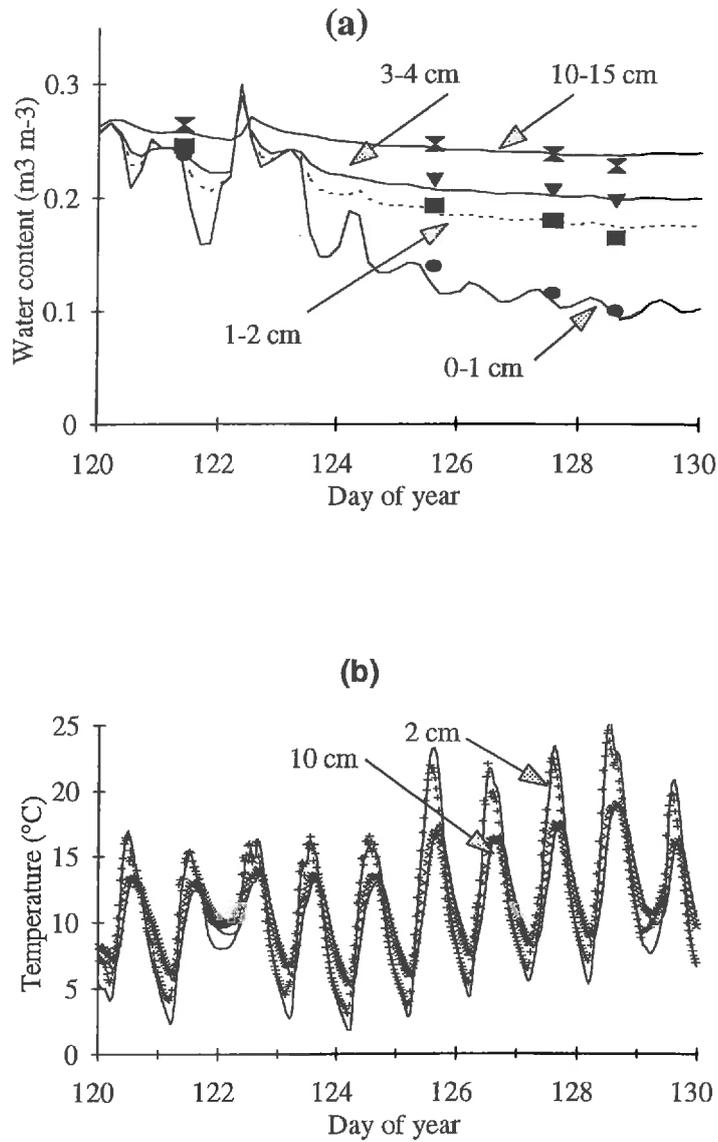


Figure 11 : Evolution sur 10 jours au printemps (a) de la teneur en eau volumique, et (b) de la température de différents couches de sol (Richard et Cellier, 1997)

Les points indiquent les valeurs mesurées, les traits continus et pointillés indiquent les valeurs simulées à l'aide du modèle TEC.

variations de propriétés hydrodynamiques observées : les pores reliques jouent le rôle de réservoir dans un réseau de pores de plus petit diamètre. Ils augmentent la quantité d'eau retenue dans le sol compacté à des potentiels de l'eau où normalement ils ne contiennent pas d'eau. En revanche, ils contribuent peu à la conductivité hydraulique.

Le travail effectué confirme l'intérêt d'une méthode de laboratoire comme la méthode Wind pour estimer les propriétés hydrodynamiques. Ceci étant, la grande sensibilité de la méthode aux conditions de préparation des échantillons (modalité de saturation en eau) souligne la difficulté qui subsiste à estimer les propriétés hydrodynamiques d'un sol et la nécessité de confronter plusieurs méthodes pour valider les résultats. C'est tout le problème de l'hystérèse qui reste difficile à prévoir en conditions lorsqu'on travaille en conditions naturelles. Les résultats obtenus ont permis de mettre en évidence l'influence de la géométrie du volume de pores structuraux sur les variations des propriétés hydrodynamiques du sol, même en dehors du domaine de teneur en eau proche de la saturation. Ainsi, il serait intéressant d'évaluer la proportion de pores structuraux reliques pour rendre compte des variations des propriétés hydrodynamiques en fonction d'actions de compactage et de fragmentation. Il demeure nécessaire de mieux comprendre comment varie la géométrie de l'espace poral en fonction des contraintes mécaniques subies par un sol cultivé.

2.2.3 Modélisation du fonctionnement hydrique et thermique des sols cultivés

Grâce à l'ensemble des mesures effectuées sur le terrain et au laboratoire, il a été possible d'estimer, pour chaque expérimentation, les différents paramètres nécessaires à l'utilisation du modèle de transfert d'eau et de chaleur TEC (cf. Tableau 5) : albédo et rugosité de la surface du sol, masse volumique, propriétés thermiques et hydrodynamiques pour chaque couche de sol supposée homogène. Les variations de conductivité hydraulique dans la gamme des très faibles teneurs en eau n'ont pu être obtenues qu'en inversant le modèle TEC sur les mesures de teneur en eau de terrain, ce qui empêche de valider au sens strict un tel modèle.

Les évolutions de température et de teneur en eau mesurées pour plusieurs couches de sol sont bien reproduites par le modèle TEC à partir du moment où il est correctement initialisé en début de période de dessèchement (Figure 11). Cela permet de s'assurer, pour les conditions expérimentales testées, (1) de la pertinence de l'assemblage des lois fondamentales de la physique des transferts d'eau et d'énergie dans le sol et dans les basses couches de l'atmosphère sur lequel est basé le modèle TEC, (2) de la qualité de l'estimation des différents paramètres de TEC.

Teneur en eau moyenne entre 0 et 2 cm de profondeur

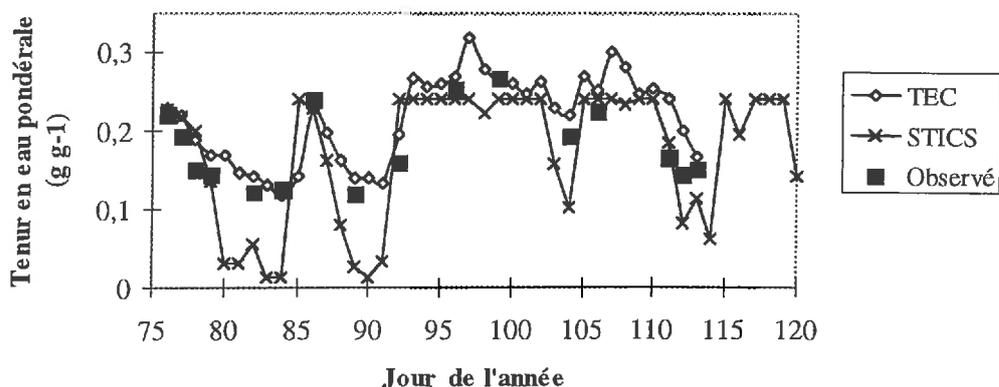


Figure 12 : Teneur en eau dans les deux premiers centimètres du lit de semences observée après le semis ou simulée à l'aide des modèles TEC ou STICS (à partir de Lebonniec, 2000)

TEC : modèle mécaniste, paramétré à partir de Sillon (1999)

STICS : modèle à réservoir paramétré à partir de Mary et al. (1999)

La teneur en eau calculée par le modèle STICS est systématiquement trop faible en phase de dessèchement, quel que soit le paramétrage.

Etat de la couche labourée en sortie d'hiver	Type d'engin	
	Engin léger et/ou pneus larges	Engin lourd et/ou pneus standards
« rappuyée » (porosité structurale de 10%)	2	5
« poreuse » (porosité structurale de 20%)	4	5

Tableau 6 : Effet du type d'équipement et de l'état du sol en sortie d'hiver sur le nombre de jour à attendre après une forte pluie jusqu'au 1^{er} jour disponible en vue de préparer un lit de semences (ETP = 4 mm/j) (Sillon, 1999)

On calcule le nombre de jours qui séparent le début de la période de dessèchement (jour après la dernière pluie supposée avoir entraîné un potentiel hydrique de -0.5 kPa dans le sol) et le premier jour disponible (jour où le critère d'intervention, défini à partir du profil de teneur en eau est atteint). Il a été supposé qu'un dessèchement marqué des 5 premiers centimètres du sol limitait l'intensité du compactage.

L'ensemble « modèle + paramètres » a alors été utilisé pour évaluer et quantifier le poids de plusieurs paramètres et mécanismes physiques qui interviennent dans les transferts d'eau et de chaleur :

- Des analyses de sensibilité du modèle ont montré que les propriétés hydrodynamiques étaient déterminantes pour le fonctionnement hydrique du sol quelles que soient les conditions initiales, les conditions climatiques, les propriétés de la surface du sol, les propriétés du sous-sol (Sillon, 1999).
- Nous avons montré que si le modèle reproduit bien le fonctionnement hydrique du sol sur une période de dessèchement, cela n'est pas le cas sur une saison entière incluant des successions épisode de pluie/période de dessèchement (Sillon, 1999). En effet, il peut y avoir des départs d'eau latéraux selon l'intensité de la pluie et l'infiltratibilité du sol. Or, le modèle considère que toute la pluie s'infiltré dans le sol.
- En comparant des simulations à l'aide du modèle TEC et celles obtenues à l'aide d'un modèle à réservoir, nous avons pu identifier deux limites des modèles à réservoir pour simuler le fonctionnement hydrique du sol :
 - L'absence de flux d'eau des couches profondes vers la surface du sol (« remontées capillaires ») dans le modèle à réservoir incorporé dans le modèle de culture STICS (Brisson et al., 1999) fait que les premiers centimètres du sol se dessèchent systématiquement trop rapidement (Figure 12, Lebonniec, 2000).
 - La non prise en compte des transferts d'eau au-delà de la teneur en eau à la capacité au champ dans le modèle à réservoir intégré au modèle d'organisation du travail OTELO (Papy et al., 1990) conduit, dans certains types de sol, à dessécher trop rapidement la couche labourée (Richard et al., 1995b).
- Nous avons enfin étudié par simulation l'effet de l'état structural de la couche labourée en sortie d'hiver sur les jours disponibles¹⁰ dont dispose un agriculteur pour effectuer la préparation du lit de semences (Sillon, 1999). Pour cela, nous avons tout d'abord calculé la cinétique de dessèchement du sol pour plusieurs états hydriques initiaux. Puis nous avons comparé les teneurs en eau obtenues quotidiennement dans plusieurs sous-couches à des valeurs critiques pour la qualité (1) de la fragmentation par l'outil de préparation, (2) de l'intensité du compactage sous les roues de tracteur. Nous avons montré que c'était le risque d'un compactage trop sévère qui détermine la possibilité de préparer le lit de semences. Les variations de l'intensité du compactage ont été prédites à partir de la teneur en eau moyenne

¹⁰ Un jour disponible est un jour durant lequel l'agriculteur est en mesure d'intervenir dans une parcelle pour y réaliser dans de bonnes conditions une opération culturale. Pour les opérations de préparation du lit de semences et de semis, c'est l'humidité du sol qui conditionne les possibilités d'intervention.

de la couche labourée et du profil de teneur en eau au sein de la couche labourée. Suite aux travaux de Guéris (1984), nous avons tenu compte de l'effet de la présence éventuelle d'une couche de sol très sèche à la surface du sol. Nous avons alors montré que suivant le type d'équipement utilisé (poids des tracteurs, type de pneumatique), un agriculteur peut être plus ou moins exigeant sur le type d'état structural à obtenir en sortie d'hiver pour disposer du plus grand nombre de jours disponibles. En particulier, des différences d'état structural en sortie d'hiver ne peuvent être valorisées que pour des engins qui exercent une faible contrainte à la surface du sol (Tableau 6).

2.2.4 Conclusion

Les travaux conduits sur le fonctionnement hydrique et thermique des sols cultivés, comme ceux concernant la levée des plantes cultivées, ont associé expérimentation de terrain, caractérisation des propriétés physiques des sols au laboratoire et modélisation. Ils ont permis de paramétrer et d'évaluer, pour plusieurs types de sol et conditions climatiques, un modèle mécaniste de transferts couplés d'eau et de chaleur en fonction de l'état structural de la couche labourée. Il a ainsi été possible d'analyser et de quantifier les effets de l'état structural de la couche labourée sur le bilan d'énergie à la surface du sol, sur l'évolution de la température et de la teneur en eau dans le sol, en tenant compte des interactions entre le fonctionnement hydrique du sol et son fonctionnement thermique :

- L'effet de l'état structural de la couche labourée sur le fonctionnement thermique du sol est complexe. Il est lié notamment à trois propriétés physiques : la conductivité hydraulique en non-saturé, la conductivité thermique et la capacité calorifique du sol. Ces trois propriétés varient de la même façon avec l'état structural du sol mais la conductivité hydraulique et la conductivité thermique ont des effets opposés sur le flux de chaleur dans le sol, la conductivité thermique et la capacité calorifique ont des effets opposés sur la température du sol. Les différences de température obtenues dans des lits de semences contrastés sont faibles : 0.5°K à 1°K maximum, en moyenne journalière au printemps. L'effet du type de sol sur la température est plus important, en lien notamment avec l'albédo (sol de craie de 2°K plus froid qu'un sol de limon). D'après ces résultats, favoriser le réchauffement du lit de semences au printemps revient tout d'abord à choisir les parcelles à l'albédo le plus faible. Cette analyse du fonctionnement thermique du sol en fonction de son état structural est à compléter par la prise en compte de l'effet de l'état structural sur la conductivité hydraulique proche de la saturation, notamment dans le cas des sols à tendance hydromorphe.

- L'effet de l'état structural de la couche labourée sur le fonctionnement hydrique est plus simple. Par son effet sur la conductivité hydraulique dans le domaine non-saturé l'état structural joue sur les flux d'eau des couches profondes vers la surface du sol. Par conséquent, il influence la teneur en eau moyenne de la couche labourée et les gradients de teneur en eau en son sein. Ainsi, une augmentation de la compacité de la couche labourée entraîne une augmentation de la conductivité hydraulique et du flux d'évaporation. La couche labourée se dessèche en moyenne plus vite et de manière homogène plus longtemps. Nous avons montré que la valorisation de cet effet *a priori* favorable d'une augmentation de la compacité de la couche labourée en sortie d'hiver pour limiter les délais d'intervention lors des opérations de semis dépend en fait du type d'engin utilisé, à savoir de la contrainte exercée par les roues à la surface du sol.

Que ce soit pour le fonctionnement thermique du sol ou son fonctionnement hydrique, la démarche adoptée a permis d'établir des règles de décision opérationnelles.

Sur le plan scientifique, les travaux effectués ont montré que l'utilisation d'un modèle mécaniste de transferts d'eau et de chaleur dans le sol associée aux méthodes disponibles pour l'estimation des paramètres de transfert d'eau et de chaleur permet de rendre compte des variations de température et de teneur en eau des sols cultivés en fonction de l'état structural de la couche labourée. Trois limites à ces travaux sont à mentionner :

- Les variations des propriétés hydrodynamiques en fonction de l'état structural du sol, obtenues notamment grâce à la méthode « Wind », ont mis en évidence l'influence de la géométrie du volume de pores structuraux, même en dehors du domaine de teneur en eau proche de la saturation à des potentiels de l'eau inférieurs à -10 kPa. En effet, à la suite d'un tassement du sol, certains pores structuraux se retrouvent « emprisonnés » au sein de l'espace poral textural tandis que l'espace poral textural n'est pas modifié. La complexité de l'effet de l'état structural sur les propriétés hydrodynamiques limite l'extrapolation des variations propriétés hydrodynamiques obtenues à 'importe quels type de sol et état du sol. La proportion de pores structuraux reliques semble un critère géométrique intéressant à évaluer pour prévoir ces variations.
- Le modèle a été utilisé dans une gamme d'états structuraux respectant les hypothèses de continuité et d'homogénéité. La question de la définition du domaine de validité d'un tel modèle selon le degré d'hétérogénéité de la structure du sol reste posée. La difficulté rencontrée pour créer expérimentalement des états structuraux hétérogènes n'a pas permis jusqu'à maintenant d'apporter des éléments de réponse à cette question.
- L'étude du processus d'évaporation a été privilégiée par rapport à celle du processus d'infiltration. En effet, je me suis surtout intéressé à l'étude du dessèchement du sol au

printemps. Or, les résultats obtenus montrent qu'il faut tenir compte du processus d'infiltration, voire même du processus de ruissellement, pour comprendre et prévoir le dessèchement du sol. La prise en compte d'états structuraux hétérogènes impliquera la mise en œuvre d'un autre type de modélisation que celle mono-dimensionnelle que j'ai adoptée jusqu'à maintenant.

Système de Culture	Risques de tassement	Succession	Conditions semis	de	Conditions de récolte	Cultures privilégiées
I	+	pois/blé d'hiver/ lin/blé d'hiver	Plutôt conditions sèches	en	Plutôt en conditions sèches	Toutes
II	++	betterave / blé d'hiver/ maïs/ d'hiver	Uniquement sol ressuyé pour les cultures de printemps	sur	Le plus tôt possible pour les cultures de printemps, donc en conditions plutôt sèches	Blé d'hiver
III	+++	betterave / blé d'hiver/ maïs/ d'hiver	Dès que possible au printemps, donc en conditions plutôt humides		Le plus tard possible pour les cultures de printemps, donc en conditions plutôt humides	Betterave et maïs

Tableau 7 : Principales caractéristiques des systèmes de culture mis en place sur le dispositif pluriannuel de Mons en Chaussée (d'après **Boizard et al., 2002**)

Le dispositif est installé sur un sol de limon moyen (19% argile, 70% limon, 1% de Carbone organique). Il a été mis en place à l'automne 1989 sur une parcelle d'environ 10 ha. Chaque culture est présente chaque année sur deux parcelles élémentaires. Chaque parcelle élémentaire est de 0.4 ha ce qui autorise l'utilisation d'équipements agricoles standards. Un labour est effectué tous les ans sur l'ensemble des 24 parcelles.

A chaque intervention culturale, la teneur en eau du sol est mesurée et les passages de roues sont cartographiés. Une analyse de l'état structural de l'ensemble de la couche labourée est réalisée chaque année après le semis de chaque culture.

2.3 DYNAMIQUE DE LA STRUCTURE DES SOLS CULTIVÉS

Ce qui est spécifique à la structure des sols cultivés, c'est la nature et l'intensité des contraintes mécaniques qu'ils subissent. Elles sont liées aux passages d'engins agricoles et à l'action des outils de travail du sol. Elles concernent rarement l'ensemble du volume des horizons cultivés. Schématiquement, les engins agricoles provoquent un tassement du sol plus ou moins intense à l'aplomb des roues. Les volumes de sol ainsi tassés sont divisés lors d'un travail du sol, éventuellement déplacés lors d'un labour. Des fragments terreux de taille et de porosité très variables, localisés plus ou moins en profondeur, sont donc produits au cours des opérations culturales successives. Aussi, l'état structural présente une forte variabilité horizontale et verticale à l'échelle de la parcelle cultivée (Figure 1). L'origine de cette variabilité a été étudiée par Manichon (1982 et 1987) qui a proposé une méthode morphologique de description de l'état structural d'un sol cultivé qui se base sur :

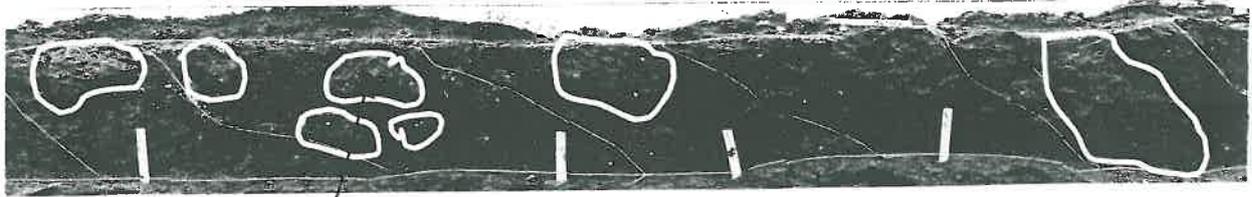
- une stratification verticale et horizontale de la face d'observation d'un profil de sol en fonction des passages d'engins et de l'action des outils,
- des critères morphologiques de l'état des fragments terreux et de leur mode d'agencement.

Un des intérêts de la méthode proposée par Manichon (1982) est d'utiliser la variabilité spatiale de la structure d'un sol pour en comprendre les déterminants. Elle permet aussi de raisonner l'échantillonnage au sein d'une parcelle cultivée pour mettre en œuvre des méthodes de mesure directement quantitatives, comme celles concernant la porosité du sol.

Les travaux en lien avec la variabilité spatiale de l'état structural de la couche labourée d'un sol cultivé ont essentiellement porté sur la compréhension, à un instant donné, de son origine (Caneill, 1993 ; Leterme et al., 1994). Les travaux que j'ai conduits portent sur la dynamique de la structure des sols cultivés. Leur objectif est l'analyse et la prévision des variations temporelles de la structure d'un sol cultivé en fonction des systèmes de culture (intensité des contraintes mécaniques, leur succession, leur modalité d'application, ...). Pour cela, j'ai caractérisé les volumes de sol concernés par le compactage lors des passages d'engins agricoles en fonction du type d'engin et de l'état du sol au moment de son passage. J'ai analysé l'évolution des volumes de sol compactés au cours des opérations culturales successives, les conséquences en terme de qualité de lits de semences, pour mettre en évidence d'éventuels effets cumulatifs des systèmes de culture. L'ensemble des connaissances acquises a été intégré à un modèle de prévision de la structure des sols cultivés.

La plupart des données du sol proviennent du dispositif de longue durée situé sur le domaine expérimental INRA de Mons en Chaussée. C'est un dispositif mis en place en 1989 qui a été construit pour étudier l'impact des conditions des opérations culturales sur l'évolution de

(a)



Zones Δ

(b)

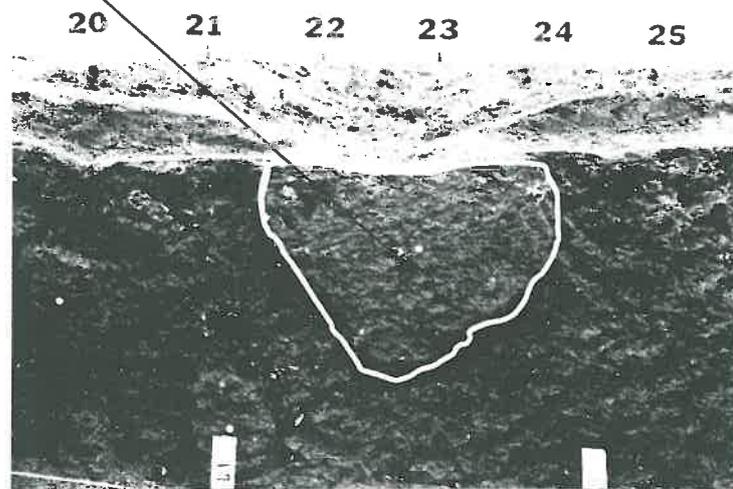


Figure 13 : Photographies (a) d'une coupe de couche labourée d'un sol cultivé et (b) détail de la couche de sol située à l'aplomb d'un passage de roue de tracteur (Photographies : P. Régner et B. Chauchard, essai de Mons en Chaussée).

Sur les deux photographies, les zones d'état interne Δ sont délimitées par un trait blanc. A partir de telles photos, il est possible, par analyse d'image, de mesurer la surface et les caractéristiques géométriques (surface, diamètre de ferret, plus grand diamètre, ...) de chaque zone d'état interne Δ .

la structure du sol à court et moyen termes (Boizard et al., 2002). Sont comparés trois systèmes de culture qui, par le choix des espèces et des règles d'intervention, entraînent des teneurs en eau au moment des opérations culturales très différentes, donc des intensités de compactage annuelles très variables (Tableau 7). L'évolution à moyen terme de la structure du sol résulte du bilan entre, d'une part, des actions de compactage (passages engins, reprise en masse) et, d'autre part, des actions de fragmentation (travail du sol, climat, activité biologique). Cette évolution avait surtout été étudiée en fonction des modalités de fragmentation par des comparaisons de systèmes de culture avec ou sans labour annuel systématique (Soane et Ball, 1998). L'originalité du dispositif de Mons en Chaussée est de permettre l'étude de l'évolution de la structure du sol en fonction de conditions de compactage contrôlées, tout en respectant la logique des prises de décision au sein d'un système de culture.

2.3.1 Compactage du sol lié aux passages d'engins agricoles

S'il y a de nombreux travaux sur l'intensité du compactage en fonction des caractéristiques des engins agricoles ou de l'état du sol au moment du passage de ces engins, peu d'études concernent le volume de sol affecté par le compactage (Soane et van Ouwerkerk, 1995). La lourdeur de mesures classiques de masse volumique dans les deux dimensions perpendiculaires à l'axe du passage de l'engin explique probablement ce manque de données. Nous avons caractérisé le volume de sol compacté en utilisant la méthode morphologique proposée par Manichon (1982) qui permet de cartographier plusieurs critères macroscopiques sur une coupe de sol (en général 3 mètres de long sur l'épaisseur de la couche labourée). Manichon (1982) propose notamment de distinguer les zones d'état interne appelé Δ , qui correspond à l'intensité de compactage maximale du sol. Ce sont des zones de structure massive sans porosité visible à l'œil qui se caractérisent par des masses volumiques très élevées et une porosité structurale très faible (Manichon, 1982 ; Papy, 1987, Curmi, 1987 ; De Leon, 1991). Nous avons utilisé le repérage des zones d'état interne Δ à l'aplomb des roues des engins agricoles pour évaluer le volume de sol concerné par le compactage en fonction des conditions d'intervention (Figure 13).

La géométrie des zones d'état interne Δ a été caractérisée en deux dimensions à l'aplomb des roues des engins agricoles lors des préparations de lit de semences, de semis et de récolte. Nous avons tout d'abord vérifié que les variations de la surface des zones Δ étaient cohérentes avec celles de la porosité structurale moyenne du sol, mesurée au centre de la roue sur l'épaisseur de la couche labourée (utilisation d'une sonde à rayonnement gamma, Richard et al., 1999). Ces variations se décrivent de la façon suivante (Figure 14) :

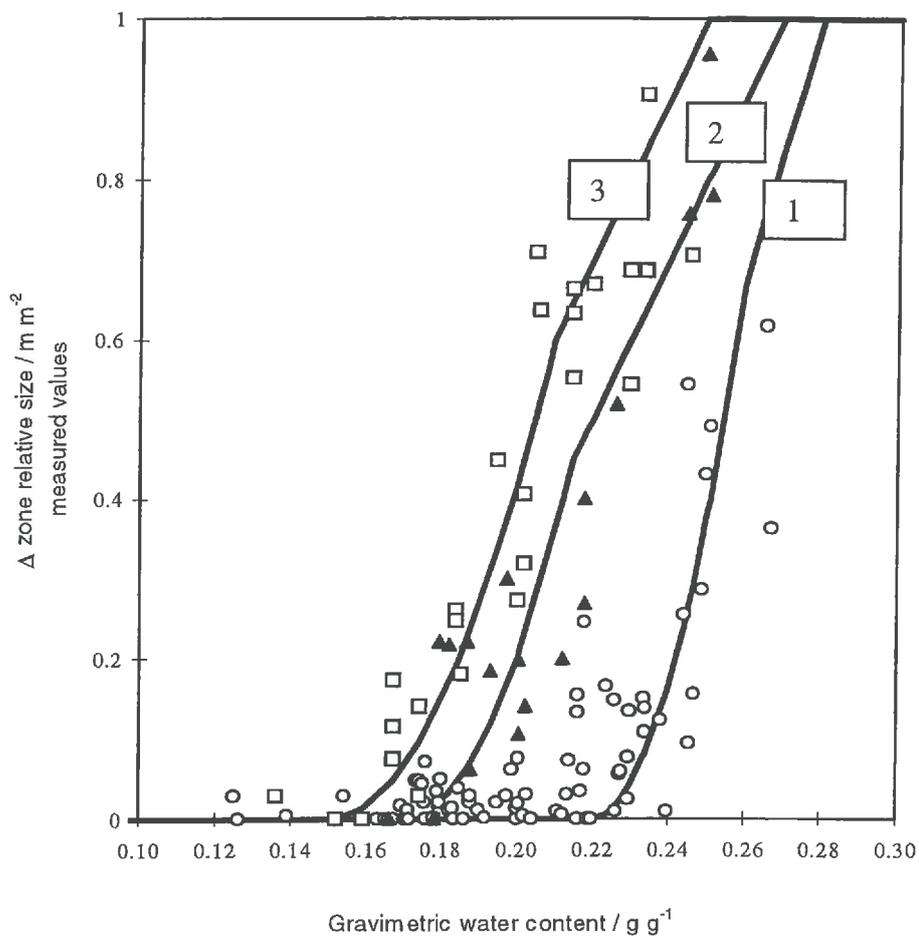


Figure 14 : Pourcentage de zones d'état interne Δ créées à l'aplomb des roues d'engins agricoles en fonction de l'humidité moyenne de la couche labourée au moment du passage et du type d'engin (Roger-Estrade et al., 2000b).

Type 1 : Tracteur (5-6 Mg) équipé de pneumatiques de grande largeur à basse pression de gonflage (70 kPa) pour la préparation des lit de semences.

Type 2 : Tracteur (4-5 Mg) équipé de pneumatiques étroits à pression élevée (200 kPa) pour les semis de maïs et de betterave.

Type 3 : Engin de récolte à forte charge (10-15 Mg)

- les intensités de compactage sont classées en fonction des pressions moyennes exercées à la surface du sol (de 50-60 kPa lors des façons superficielles à 90-110 kPa lors des récoltes en utilisant le modèle d'O'Sullivan et al. (1999),
- un seuil de teneur en eau, à partir duquel il y a création de l'état interne Δ , peut être défini. Ce seuil dépend des caractéristiques des engins agricoles : il est d'autant plus faible que la pression exercée à la surface du sol est élevée. Il dépend aussi du type de sol : dans les sols de craie, réputés moins sensibles au compactage que les sols de limon, la création de zones Δ se fait à des teneurs en eau plus fortes qu'en sol de limon (Richard et al., 1997).

En plus de la surface des zones d'état interne Δ à l'aplomb des roues des engins agricoles, nous avons caractérisé leur largeur, épaisseur et forme. Nous avons ainsi montré que :

- l'augmentation de la surface des zones d'état interne Δ liée à des passages d'engins à des teneurs en eau de plus en plus élevées résulte d'une augmentation simultanée de la largeur et de l'épaisseur des zones d'état interne Δ ,
- la forme générale des zones d'état interne Δ à l'aplomb des roues est de type semi-ellipsoïdal,
- la teneur en eau à laquelle la largeur maximale de la zone Δ (i.e. la largeur du pneu) est atteinte est toujours plus faible que celle à laquelle la profondeur maximale de la zone Δ (i.e. la profondeur de labour) est atteinte.

Nous avons alors construit un modèle empirique de compactage, consistant à prévoir la géométrie de la zone Δ à l'aplomb des roues des engins agricoles en fonction du type d'engin et de la teneur en eau du sol au moment du passage de l'engin (Roger-Estrade et al., 2000b)

Les résultats obtenus confirment la pertinence d'une caractérisation morphologique de la structure pour en appréhender la variabilité spatiale et les possibilités de quantification qu'elle offre. Ceci étant, ces résultats ne sont valables que pour les conditions de sol et engins agricoles du site de Mons. Leur extension à d'autres conditions repose sur l'utilisation des modèles de compactage. Peut-on utiliser les modèles de compactage disponibles ? Nous avons mené une analyse bibliographique des modèles de compactage avec pour objectif d'identifier leur domaine d'utilisation, c'est-à-dire les conditions expérimentales dans lesquelles les différents types de modèles ont été évalués (Défossez et Richard, soumis a). Les modèles de compactage disponibles sont basés sur la mécanique des milieux continus. Ils se distinguent essentiellement par la méthode de calcul de la propagation des contraintes dans le sol : méthode pseudo-analytique ou méthode numérique. La méthode pseudo-analytique suppose le milieu isotrope et semi-infini alors que la méthode numérique par éléments finis (FEM) permet de traiter un milieu hétérogène et fini. La précision des modèles pseudo-analytiques de prévision du compactage est bonne dans des sols homogénéisés sur les 50 à 100 premiers centimètres. Par

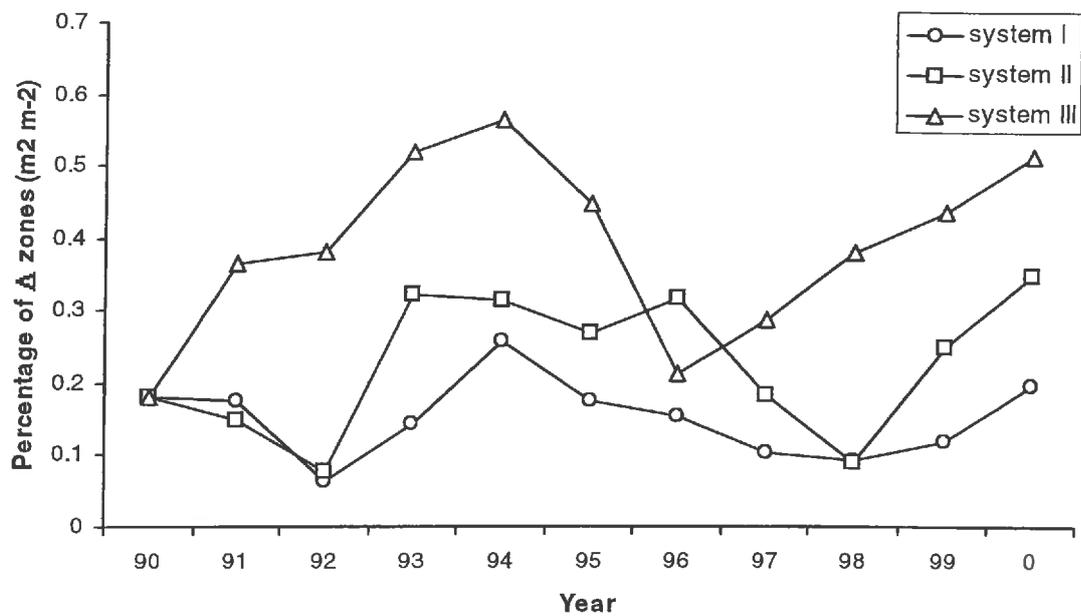


Figure 15: Proportion de zones Δ dans la couche labourée au semis du blé pour les trois systèmes de culture de l'essai de Mons en Chaussée (cf. tableau 7), (Boizard et al., 2002).

Le classement des proportions de zones Δ entre les trois systèmes de culture correspond à celui des risques de tassement ($I < II < III$). Il y a de fortes fluctuations inter-annuelles de la proportion de zones Δ .

contre, la précision se dégrade dans des sols à structure hétérogène (présentant notamment des mottes ou un sous-sol dense à une profondeur inférieure à 35 cm, Défossez et Richard, soumis b). La méthode numérique FEM est alors mieux adaptée car elle permet de traiter des profils de sol hétérogènes. **Cependant les conditions expérimentales dans lesquelles les modèles FEM ont été testés sont très marginales par rapport aux situations agronomiques réelles (sable sec, compactage très faible).** Cette étude bibliographique met en évidence la nécessité de poursuivre l'évaluation des modèles FEM dans des situations plus réalistes.

2.3.2 Evolution à moyen terme de la structure des sols cultivés

Nous avons choisi de caractériser la structure du sol par l'importance et le calibre des zones d'état interne Δ au sein de la couche labourée (Manichon, 1982). L'état interne Δ correspond à la compacité maximale d'un sol, il est uniquement d'origine anthropique et il persiste plusieurs années dans le sol. L'importance des zones Δ au sein de la couche labourée est donc une variable *a priori* pertinente pour étudier les éventuels effets cumulatifs des systèmes de culture fortement mécanisés sur l'évolution de la structure d'une couche de sol labourée.

Les trois systèmes de culture ont été construits pour aboutir à des intensités de compactage annuelles très variables en faisant varier les teneurs en eau du sol au moment des opérations culturales. Le recueil systématique des teneurs en eau à chaque opération et le modèle empirique de prévision de la géométrie de la zone Δ créée à l'aplomb des roues par compactage (cf. § 2.3.1) a permis de caractériser chaque système de culture en terme de volume de sol d'état Δ créé chaque année et d'identifier les opérations culturales qui en sont à l'origine. Les moyennes annuelles de zones Δ créées sont de 0.06, 0.11 et 0.21 pour les trois systèmes, respectivement (en m^2 de zones Δ/m^2 de couche labourée en 2-D sur un plan vertical). C'est lors des récoltes d'automne que la création de zones Δ est la plus fréquente et la plus importante (équipement lourd et conditions humides). Par contre, la création de zones Δ lors des opérations de préparation des lits de semences est peu marquée, même en conditions humides (engin plus léger équipé de pneumatiques larges).

Les teneurs en zones Δ de la couche labourée ont été observées chaque année sur chaque parcelle des trois systèmes de culture. Nous avons donc été en mesure de caractériser la teneur moyenne en zones Δ de la couche labourée pour chaque système de culture, et d'en analyser l'évolution sur plusieurs années. D'une part, la moyenne de la teneur en zones Δ sur les 8 premières années de l'essai est de 0.15, 0.22 et 0.40 pour les trois systèmes, respectivement. Elle correspond à peu près au double de la quantité moyenne de zones Δ créées annuellement. D'autre part, la teneur en zones Δ présente de fortes variations inter-annuelles (Figure 15). Nous avons observé une très forte réduction de la quantité de zones Δ dans la couche labourée en

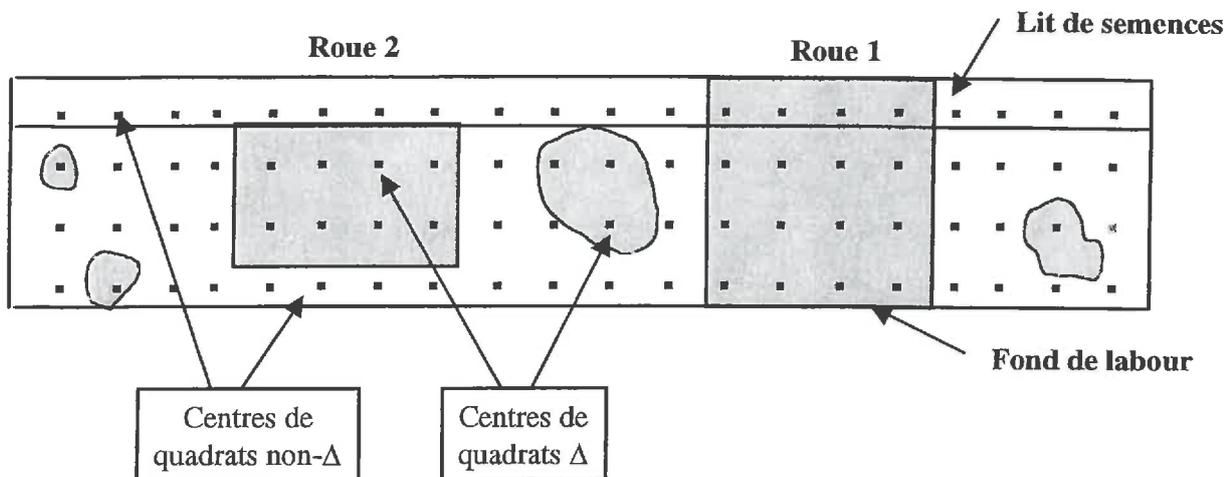


Figure 16 : Schéma d'une coupe de sol modélisé par SISOL
(chaque quadrat représente une surface de 10 cm \times 10 cm sur ce schéma)

*Le système simulé par le modèle SISOL est une coupe verticale de la couche labourée d'un sol cultivé qui est subdivisée en quadrats de 1 cm \times 1 cm d'état interne Δ ou non Δ .
L'état interne Δ est créé par compactage lors des passages d'engin agricole à l'aplomb des roues. La largeur et la profondeur de la zone Δ créée dépendent du type d'engin (charge, équipement pneumatique) et de l'humidité moyenne de la couche labourée.
L'état interne non Δ est créé par fragmentation lors des façons superficielles (préparation du lit de semences et déchaumage) sur la profondeur de travail de l'outil.
Les coordonnées de chaque quadrat varient lors du labour en fonction de la profondeur de labour et de la largeur de la bande de labour.*

moins de trois ans, ce qui traduit l'absence d'effet cumulatif des systèmes de culture sur la structure de la couche labourée (Boizard et al., 2002). Enfin, la taille des fragments terreux au sein du lit de semences dépend de la teneur en zones Δ de la couche labourée. Cet effet est beaucoup plus marqué pour les semis d'automne que pour les semis de printemps, probablement du fait de l'action du climat hivernal (effet du gel et des alternances humectation/dessiccation à la surface du sol).

Ces résultats montrent l'intérêt de l'approche morphologique de la structure de la couche labourée pour en décrire l'évolution en fonction des systèmes de culture. Nous n'avons pas mis en évidence d'effet cumulatif des systèmes de culture. Comment définir le domaine de validité d'un tel résultat ? Un modèle d'évolution de l'état structural d'une couche de sol labourée avait été mis au point par J. Roger-Estrade pour des systèmes de culture relativement simples en terme de contraintes mécaniques appliquées et de localisation de ces contraintes (Roger-Estrade et al., 2000a). Nous avons cherché à étendre son domaine d'utilisation à des systèmes de culture plus variés.

2.3.3 Modélisation de l'évolution de la structure des sols cultivés

J'ai développé avec J. Roger-Estrade et H. Boizard un nouveau modèle de simulation de la structure des sols labourés, appelé SISOL (programmation C++ avec interface Windows, Roger-Estrade et al., 1998) (Roger-Estrade et al., 2000b). Le modèle SISOL permet de simuler l'évolution de la proportion de zones Δ au sein de la couche labourée et de cartographier les zones Δ (en 2-D), en fonction du système de culture pratiqué. L'originalité du modèle réside dans la prise en compte de la variabilité spatiale (au sein d'une parcelle) et temporelle (au cours des opérations culturales successives) de la structure du sol qui est décrite de la façon suivante (Figure 16) : la face d'observation du profil cultural est représentée comme un ensemble de quadrats répartis sur une grille de maille carrée 1cm x 1cm. Chacun est défini par ses coordonnées et un état interne à deux modalités Δ et non- Δ . L'effet de chaque opération sur la structure du sol, et donc sur chaque quadrat de la couche labourée, est décomposé en trois processus :

- la création de zones Δ liées au compactage lors du passage de l'engin, en fonction de la largeur des pneumatiques, de la teneur en eau du sol et du type d'engin, à partir du modèle empirique déjà mentionné au § 4.1,
- le déplacement des zones Δ lié au retournement lors du labour, en fonction de la profondeur de labour et de la largeur de la bande de labour
- la disparition des zones Δ par fragmentation lors de la fabrication du lit de semences et par action du climat (cycles gel/dégel et humectation /dessiccation), sur l'épaisseur de la couche de sol concernée par les outils de reprise du labour.

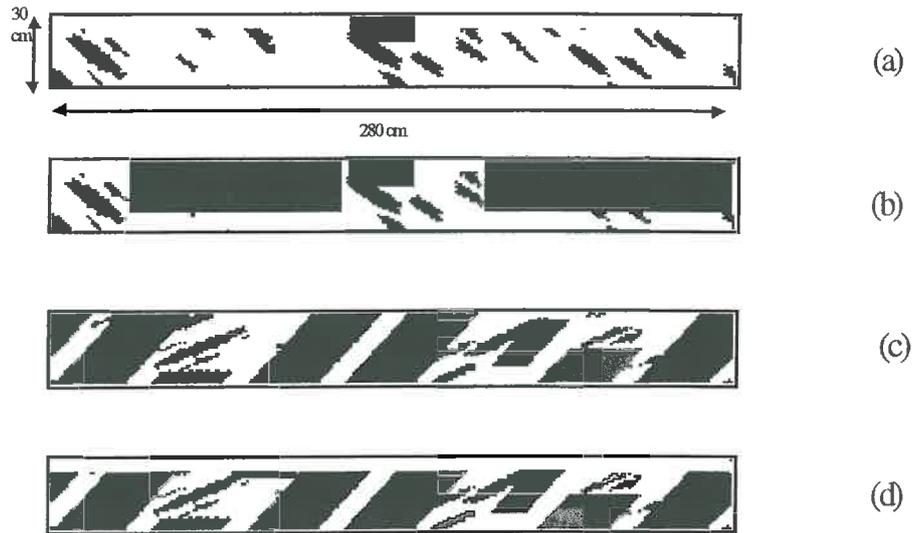


Figure 17 : Cartes d'état structural de la couche labourée établies par le programme SISOL (pixels noirs= zones Δ) (Roger-Estrade et al., 2000b).
 Les cartes sont simulées après quatre opérations culturales : (a) après le semis de la betterave (b) après la récolte de betteraves (c) après le labour (d) après le semis du blé.

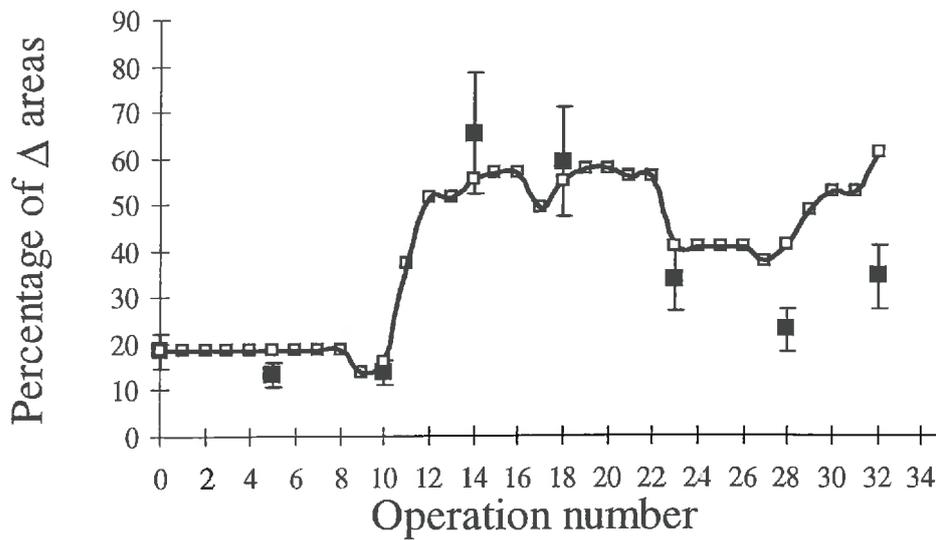


Figure 18 : Evolution simulée (□) et observée (■) du pourcentage de zones Δ pour les différentes opérations culturales réalisées durant les 7 années d'expérimentation sur une parcelle du système III (Roger-Estrade et al., 2000b).

Chaque opération culturale est donc caractérisée par la largeur et la profondeur de travail, le type et la voie de l'engin utilisé, la largeur des pneumatiques et la teneur en eau au moment de l'opération. La Figure 17 présente des cartes d'état structural de la couche labourée simulé par SISOL.

La confrontation des simulations avec les observations au champ montre que le modèle SISOL simule correctement l'évolution pluri-annuelle de la teneur en zones Δ pour les trois systèmes de culture (Figure 18). Cependant, les diminutions de la teneur en zones Δ ne sont pas simulées correctement par le modèle. Dans la version actuelle de SISOL, la disparition des zones Δ est limitée à l'épaisseur de la couche de sol concernée par les façons superficielles, sous l'effet du travail du sol et du climat. D'après Coulomb et al. (1999), le labour entraîne une fragmentation des zones Δ sans aller jusqu'à leur disparition. Or, nous avons calculé que les opérations de reprise du labour n'expliquaient, en moyenne, que la moitié des zones Δ détruites chaque année. Il est donc indispensable de tenir compte de la disparition en profondeur des zones Δ par fissuration sous l'action du climat et de l'activité biologique du sol. Cela conduit à deux remarques :

- Même dans un sol de limon classé comme peu sensible à la fissuration (Stengel et al., 1984), la fissuration serait déterminante quant à l'évolution à moyen terme de la structure du sol.
- L'état de fissuration d'un volume de sol, initialement d'état interne Δ , à partir duquel ce volume de sol peut être considéré comme d'état interne non Δ , est à définir.

2.3.4 Conclusion

Les travaux effectués sur la dynamique de la structure ont été basés sur l'identification des zones Δ sur une coupe de sol. Ces zones Δ sont supposées être exclusivement d'origine anthropique et représenter une intensité maximale de compactage dans chaque type de sol. Cette simplification de la description de l'état structural d'une couche de sol labourée permet de mettre en évidence que l'évolution de la structure du sol résulte d'un bilan entre des actions de compactage et des actions de fragmentation. Les effets de chaque opération culturale d'un système de culture ont été quantifiés en terme de création, disparition, déplacement des volumes de sol tassés et il a ainsi été possible d'analyser l'évolution dans l'espace et dans le temps de la structure d'un sol cultivé. Nous n'avons pas mis en évidence expérimentalement d'effet cumulatif des systèmes de culture sur la structure de la couche labourée : la création de zones Δ par compactage, la disparition de zones Δ par fragmentation et fissuration sont très variables d'une année sur l'autre, principalement du fait de la variabilité climatique inter-annuelle. En

conséquence, il n'a pas été observé « d'accumulation » de zones d'état interne Δ dans la couche labourée.

Un modèle de simulation de l'effet des systèmes de culture sur l'évolution à moyen terme de l'état structural de sols labourés (modèle SISOL) a été mis au point. Il rend compte de la variabilité spatiale de la structure d'une parcelle cultivée. Il nous a permis de quantifier l'action des agents naturels (climat et activité biologique) sur la structure du sol. Malgré un domaine de validité restreint, il permet déjà l'étude de changements techniques dans le contexte pédo-climatique du Nord du Bassin Parisien (sol de limon, climat à tendance océanique) : suppression occasionnelle du labour, largeur et profondeur des outils de travail du sol, règles de décision pour le choix des dates d'intervention. A partir des relations empiriques établies entre l'importance des zones d'état interne Δ au moment de la préparation des lits de semences et la taille des fragments terreux dans les lits de semences, les conséquences des changements techniques sur la levée peuvent être évaluées. Ceci étant, deux questions restent posées :

- comment améliorer la précision du modèle SISOL, dans son domaine de validité actuel ?
- comment étendre le domaine de validité du modèle SISOL, en terme de type de sol, conditions climatiques et systèmes de culture ?

Nous avons montré que l'amélioration de la précision du modèle SISOL suppose de prévoir l'action du climat et celle de l'activité biologique du sol sur la disparition des zones Δ dans le sol. Nous avons ainsi abouti à la mise en place d'un nouveau programme de recherche concernant la fissuration qui a débuté en 2001 (thèse A. Samouélian, cf. § 3). Ce programme de recherche est d'autant plus important qu'il concerne aussi l'extension du domaine de validité de SISOL : l'utilisation de SISOL dans des systèmes de culture très variés, incluant des systèmes sans labour voire en semis direct, suppose de décrire et de prévoir l'action du climat et de l'activité biologique. L'extension du domaine de validité de SISOL suppose aussi de prévoir le compactage du sol pour n'importe quel type de sol et d'engin agricole. Ce travail sur la prévision du compactage constitue le programme de recherche de P. Défossez qui a été recrutée dans l'équipe fin 1998.

3 PROJET DE RECHERCHE : FONCTIONNEMENT PHYSIQUE ET CONSERVATION DES SOLS CULTIVES

3.1 CONTEXTE

L'étude de l'état et du fonctionnement physique des sols cultivés en fonction des pratiques agricoles est au centre des travaux de recherche que je conduis depuis ma thèse. L'objectif finalisé de ces travaux est de contribuer à l'élaboration de règles de décision et d'outils d'aide à la décision en matière de choix de modalités de travail du sol et de conditions d'intervention des opérations culturales (travail du sol, semis, récolte) en vue d'une agriculture durable sur le plan de l'économie des exploitations agricoles et de l'environnement. Le projet de recherche que je souhaite développer s'appuie sur deux ensembles d'interrogations :

- Quels sont les points de blocage qui subsistent pour améliorer les outils dont nous disposons ?
- En quoi le contexte actuel de l'activité agricole amène-t-il à de nouvelles questions de recherche ou bien à une nouvelle hiérarchisation de questions déjà posées ?

Des limites aux travaux réalisés

Les recherches conduites jusqu'à maintenant permettent d'établir le lien entre un système de culture, la structure du lit de semences et de la couche labourée sous-jacente, l'évolution des conditions physiques dans le sol en fonction du climat, le déroulement de la levée des cultures. Il est possible de quantifier l'effet de différentes caractéristiques d'un système de culture sur les variables d'entrée des modèles de culture qui simulent le rendement des cultures (à partir des taux et date de levée) ou des modèles d'organisation du travail qui simulent le calendrier de travail des exploitations agricoles (à partir des jours disponibles) : effet des caractéristiques des engins agricoles (charge sur essieu, type de pneumatique), effet de la largeur des outils, effet de la date de semis (précoce ou tardive), effet de la fréquence du labour. Il y a deux principales limites à ces travaux par rapport à un objectif finalisé de construction d'outils d'aide à la décision.

La première limite concerne la dynamique de la structure des sols cultivés :

- Certaines lois sont empiriques et elles ne peuvent pas être appliquées en dehors des conditions où elles ont été établies en terme de type de sol, d'équipement, ... Ces lois concernent la création des zones d'état Δ et la taille des fragments terreux au sein des

couches de sol travaillées, c'est-à-dire plus généralement la prévision du compactage et de la fragmentation des sols cultivés sous l'action des engins et des outils agricoles.

- Les processus d'évolution de la structure du sol sous l'effet des agents naturels ne sont pas pris en compte. D'une part, cela concerne les processus à l'origine de la disparition des zones d'état Δ et plus généralement de création d'une porosité structurale naturelle : fissuration sous l'action du climat (gel, humectation, dessiccation) et des racines (dessiccation), perforation liée à l'action de la macrofaune (vers de terre notamment) et des racines. D'autre part, cela concerne les processus à l'origine de la disparition de la porosité structurale : reprise en masse à l'échelle de la couche labourée dont on ne sait que très imparfaitement si elle peut conduire à la formation de zones d'état interne Δ , formation d'une croûte de battance à la surface du sol liée à l'action de la pluie.

La deuxième limite concerne l'effet de la structure du sol sur son fonctionnement physique :

- La relation entre un état structural du sol, tel que je l'ai décrit à l'échelle macroscopique, et ses propriétés physiques n'est pas unique. C'est le cas de l'effet de la porosité structurale sur les propriétés hydrodynamiques du sol. Cela implique de développer les études sur la géométrie de l'espace poral du sol et ses conséquences en terme de fonctionnement.
- Le fonctionnement hydrique du sol a essentiellement été analysé en terme d'évaporation. L'infiltration a été sous-estimée alors que la redistribution des lames d'eau infiltrées à l'échelle du m^2 semble avoir des conséquences importantes sur le fonctionnement hydrique du sol.
- Le fonctionnement hydrique du sol a été analysé dans sa composante verticale. Je n'ai pas tenu compte des transferts latéraux d'eau à la surface du sol ou à la base de la couche labourée. J'ai étudié des couches de sol de structure « homogène » pour lesquelles il était possible de définir une propriété physique macroscopique. Comment caractériser les propriétés hydrodynamiques d'une couche de sol constituée de fragments terreux de taille très variable ?

Un contexte qui s'est profondément modifié

Mes travaux ont jusqu'à maintenant été réalisés dans le cadre d'une problématique de maîtrise de la production des cultures et des charges des exploitations agricoles. Or, le contexte actuel de l'activité agricole s'intègre dans une problématique environnementale globale :

- Limitation des atteintes à l'environnement liée à l'activité agricole : pollution des eaux par le nitrate et les pesticides, coulées boueuses, diversité des paysages, ...

- Contribution de l'activité agricole à l'amélioration de l'environnement : recyclage des déchets organiques, stockage de C à partir du CO₂ atmosphérique, ...
- Conservation de la fertilité des sols cultivés afin d'assurer la durabilité des systèmes de production sur le long terme : lutte contre l'érosion et le tassement des sols, maintien ou amélioration de la biodiversité et du statut organique des sols, ...

Le sol cultivé a des fonctions environnementales (épuration, stockage de C) et il est une ressource non renouvelable à préserver. Cela aboutit à remettre en cause les systèmes de culture dits « conventionnels » caractérisés par une forte intervention de l'homme sur l'ensemble des états du milieu : physique, chimique et biologique. On évoque aujourd'hui l'abandon du labour ou la réduction de l'intensité du travail du sol, la mise en place systématique de cultures intermédiaires et le semis direct sous couverture végétale, la protection intégrée des cultures.

Ce nouveau contexte de l'activité agricole impose un renforcement de travaux que j'ai déjà amorcés concernant :

- L'évolution pluri-annuelle de la structure des sols cultivés, dans le prolongement des travaux déjà conduits à partir du dispositif de Mons : étude des effets cumulatifs des systèmes de culture et réversibilité des états physiques dégradés.
- Le compactage du sol lié aux passages d'engins agricoles, par rapport à l'objectif de pouvoir se dispenser de l'effet « améliorateur » de la structure du sol par le travail du sol.
- L'action des agents naturels sur la structure du sol : climat, vers de terre et racines, et ce d'autant plus que (1) la réduction de l'intensité du travail du sol en fait les principaux agents de l'évolution de la structure du sol, (2) la réduction de l'intensité du travail du sol est un moyen d'augmenter les populations de vers de terre, (3) les cultures intermédiaires sont perçues comme un moyen d'améliorer la structure du sol.

Le nouveau contexte de l'activité agricole impose aussi un élargissement de l'objet d'étude auquel je me suis intéressé jusqu'à maintenant pour tenir compte :

- Des couches sous-jacentes à la couche labourée (semelle de labour, couches de sol profondes jamais travaillées). Il ne suffit plus de considérer la seule couche labourée. La structure des couches de sol sous-jacentes conditionne en effet le fonctionnement du système racinaire et le fonctionnement hydrique du sol. La structure de ces couches évolue sur des pas de temps *a priori* plus longs que ceux de la couche labourée.
- De l'effet de l'état organique du sol sur les propriétés physiques du sol. L'abandon du travail du sol avec retournement fait que la fonction de mélange du travail du sol disparaît ou est très atténuée. Il en résulte une forte augmentation des teneurs en C organique des

horizons proches de la surface du sol. Il est indispensable de reprendre les études de l'effet du C organique sur les propriétés du sol, notamment en terme de propriétés mécaniques (stabilité structurale, transmission des contraintes).

- De la forte anisotropie des états structuraux. Là encore, la réduction du labour modifie profondément la géométrie de l'espace poral structural : répartition de la taille des pores à tendance bi-modale (pores texturaux d'un côté, fissures, galeries de vers de terre et emplacement des racines de l'autre côté), orientation verticale marquée des pores structuraux. Les conséquences en terme de propriétés mécaniques (sensibilité au compactage), de propriétés de transfert (accélération éventuelle des transferts d'eau hors de la zone d'activité microbienne), d'aération et d'ambiance physico-chimique du sol (effet sur la dégradabilité de la matière organique, les émissions de N₂O) sont à évaluer.

3.2 LES RECHERCHES A ENTREPRENDRE

Le projet de recherche que je développe sur l'effet des systèmes de culture sur le fonctionnement physique du sol conserve la démarche d'un continuum entre les systèmes de culture et la production agricole ou l'environnement. Il s'organise autour de trois axes :

- Méthodes de caractérisation de la structure du sol,
- Processus d'évolution de la structure du sol,
- Fonctionnement physique du sol et environnement,

Il s'appuie fortement sur un dispositif d'étude de l'évolution à long terme du fonctionnement physique des sols cultivés.

3.2.1 *Développer de nouvelles méthodes de caractérisation de la structure du sol*

Jusqu'à maintenant, j'ai principalement utilisé des méthodes de caractérisation de la structure relativement lourdes et destructives : la méthode du profil cultural, les mesures de masse volumique et l'analyse du système de porosité qui y sont associées (*i. e.* distinction pores texturaux et structuraux), le tamisage des fragments terreux après prélèvement *in situ*. Cela m'a permis de caractériser, d'expliquer et de prévoir la variabilité spatiale et la variabilité temporelle de la structure des sols cultivés. Il s'agit désormais de répéter les mesures dans le temps et dans l'espace sur des dispositifs de longue durée, de caractériser des modifications de la structure de faible ampleur (action du climat sur le volume poral par exemple), de caractériser en plusieurs dimensions la structure du sol pour mieux la relier aux propriétés physiques. Même si je pense qu'il faut continuer à privilégier l'échelle d'étude macroscopique de la structure du sol, il

m'apparaît indispensable de se doter de méthodes de caractérisation supplémentaires de la structure du sol plus fines et/ou plus rapides et/ou moins destructives que les méthodes employées jusqu'à maintenant. En conséquence, je prospecte dans trois directions qui offrent *a priori* des perspectives intéressantes d'application au champ :

- Adaptation de méthodes électriques, issues des techniques géophysiques, pour caractériser le volume poral du sol, et notamment les fissures, en trois dimensions depuis la surface du sol (collaboration avec I. Cousin, A. Tabbagh Université Jussieu, dans le cadre de la thèse A. Samouélian qui a débuté en 2001).
- Appropriation d'une méthode de caractérisation du déplacement vertical du sol qui permet de caractériser de faibles variations de la porosité du sol lors des passages d'engins, notamment dans les couches de sol non travaillées (collaboration J. Arvidsson, Université Uppsala, Suède dans le cadre du post-doc d'A. Trautner prévu en 2002).
- Développement d'une méthode radar permettant de caractériser l'état de surface du sol (taille des fragments terreux notamment, collaboration R. Rouweure, Cemagref Clermont-Ferrand dans le cadre d'un projet « Agriculture de Précision »).

Une quatrième direction concerne l'utilisation de la tomographie au laboratoire à partir de prélèvements *in situ* en complément à l'analyse de lames minces (collaboration I. Cousin et H.J. Vogel, Université Heidelberg Allemagne). La tomographie présente l'avantage d'être une méthode non destructive qui est utilisable sans traitement préalable des échantillons (pas de séchage ou d'échange eau/alcool comme pour les imprégnations avec des résines).

3.2.2 Renforcer les études sur les processus d'évolution de la structure du sol

Les résultats obtenus sur le dispositif de Mons et la tendance à la réduction de l'intensité du travail du sol conduisent à privilégier deux processus : (1) le compactage, qui est le principal processus à l'origine de la disparition des pores structuraux, (2) la fissuration, qui est un processus naturel de création de pores structuraux très important. Il sera très important d'étudier ces deux processus dans les couches travaillées et dans les couches non travaillées sous-jacentes.

La prévision du compactage des sols cultivés est le thème de recherche principal de P. Défossez qui a été recrutée dans l'équipe en tant que Chargée de Recherche à la fin 1998. L'étude bibliographique des différents modèles de prévision du compactage a montré les limites des modèles les plus simples et l'absence d'une définition précise du domaine de validité des modèles numériques *a priori* plus performants. Nous envisageons de développer les modèles numériques et leur évaluation au champ, notamment sur le dispositif de Mons. Les modèles pourront être évalués à partir de mesures de profondeur d'ornière en surface, de profils de masse

pourront être évalués à partir de mesures de profondeur d'ornièrè en surface, de profils de masse volumique (éventuellement obtenus en deux dimensions grâce à la méthode électrique), de déplacements verticaux du sol. Il est nécessaire de définir les modalités d'estimation des propriétés mécaniques du sol : nature du test (essai uni-axial et/ou essai tri-axial), mode de préparation des échantillons (échantillons remaniés ou non remaniés), effet de l'humidité et des transferts d'eau au sien de l'échantillon, effet du statut organique. Une collaboration se met en place avec l'équipe du Professeur R. Horn de l'Université de Kiel en Allemagne pour étudier l'effet des propriétés hydrodynamiques d'un sol sur son comportement mécanique lors d'un tassement (projet de collaboration bilatérale animé par P. Défossez à partir de 2002).

L'étude de la fissuration fait l'objet d'une thèse débutée en 2001 en collaboration avec I. Cousin (A. Samouélian). Les recherches à conduire sur la fissuration sont de nature très différente de celles sur le compactage. D'une part, les fissures sont difficiles à observer, sauf celles à la surface du sol. D'autre part, on ne dispose pas de modèle de fissuration d'un sol qui tienne compte de ses caractéristiques physiques (retrait/gonflement). Les travaux conduits dans le cadre de la thèse d'A. Samouélian consistent dans une première étape à mettre au point une méthode de caractérisation d'un réseau de fissures basée sur des mesures de résistivité électrique du sol. Dans une seconde étape, il s'agira de caractériser la dynamique de mise en place d'un réseau de fissures au sein d'un volume de sol compacté en fonction des mouvements d'eau liés au climat et au prélèvement par des cultures.

Les études sur les processus de compactage et de fissuration permettront d'enrichir le modèle SISOL en poursuivant la collaboration avec H. Boizard et J. Roger-Estrade. Le domaine d'utilisation du modèle sera élargi à différents types de sol, grâce à une formalisation moins empirique du compactage, les performances du modèle seront améliorées grâce à la prise en compte de l'action du climat. Le modèle SISOL, couplé à un modèle de prévision de l'humidité du sol, devrait permettre de prévoir l'évolution de la structure des sols cultivés en fonction de systèmes de culture et de conditions pédo-climatiques très variés. Il restera cependant à intégrer l'action de la macrofaune et des racines sur la porosité du sol.

3.2.3 Etudier le fonctionnement physique du sol en lien avec la conservation du sol et les fonctions environnementales du sol

En parallèle aux travaux sur la dynamique de l'état structural des sols cultivés, je souhaite poursuivre l'analyse et la prévision du fonctionnement physique du sol en lien avec la conservation des sols cultivés et les fonctions environnementales des sols. Je privilégie l'étude du fonctionnement hydrique du sol. Il est déterminant par rapport aux deux processus majeurs de dégradation de l'état physique du sol : le tassement lors des passages d'engins agricoles et

l'érosion hydrique. Il conditionne le fonctionnement des microorganismes du sol qui interviennent dans le stockage du C, les émissions de N₂O, la dégradation des pesticides, ...

Je poursuis les études des effets de l'état structural des sols cultivés sur son fonctionnement hydrique en caractérisant les propriétés hydrodynamiques du sol dans toute la gamme de teneur en eau y compris en infiltration, en analysant les transferts d'eau dans des milieux fortement anisotropes comme ceux obtenus après suppression du labour. La géométrie de l'espace poral sera caractérisée à l'aide des méthodes géophysiques ou de la tomographie ou à partir de lames minces. L'objectif est de mettre en évidence des relations stables entre des caractéristiques géométriques de l'espace poral et les propriétés hydrodynamiques du sol pour que l'état structural du sol devienne une variable d'entrée des modèles de transferts d'eau, puis de prévision des levées ou des jours disponibles.

Les études sur l'érosion sont développées au sein de l'équipe grâce au recrutement en 2001 d'un nouveau chargé de recherche (J. Léonard). Ces travaux visent à faire le lien entre l'état structural de la couche labourée et les flux d'eau et de sédiments à l'échelle intra-parcellaire, afin d'identifier les moyens de lutte ou de maîtrise de l'érosion. En effet, les études sur l'érosion à l'échelle du bassin versant cultivé, réalisées notamment à Laon (J. Boiffin et B. Ludwig) et à Orléans (Y. Lebissonais), ont montré l'importance des pertes en terre liées à la force tractrice du ruissellement (érosion dite linéaire) et la difficulté à estimer la résistance du sol à l'arrachement. En se donnant comme variables d'entrée les caractéristiques de la lame d'eau ruisselante (épaisseur, vitesse, charge en sédiments), il s'agit de définir le mode de caractérisation des propriétés mécaniques du sol pertinentes par rapport à la prévision de la résistance à l'arrachement par une lame d'eau ruisselante et le formalisme physique associé : quelle est la propriété mécanique du sol à estimer ? Comment ? A quelle profondeur ? Dans quel état hydrique ? Un programme de collaboration avec G. Govers (Université de Leuven, Belgique) sur les mécanismes de l'érosion hydrique par incision démarre en 2002 (programme d'action bilatérale). Les études sur l'incision associées à celles sur le compactage permettent de développer un ensemble de travaux cohérents autour des propriétés mécaniques du sol, de leur variation en fonction de l'état structural du sol en lien avec les systèmes de culture et le climat.

Le couplage entre les fonctionnements physique et biologique du sol est étudié dans le cadre d'un programme sur la maîtrise des émissions de N₂O dans les sols cultivés. Le N₂O présent dans l'atmosphère est un puissant gaz à effet de serre dont les émissions liées à l'activité agricole sont mal quantifiées. Les émissions de N₂O dépendent fortement de l'importance des volumes de sol anoxiques. J'ai engagé une collaboration avec P. Renault (INRA Science du Sol Avignon) pour analyser si les volumes de sol d'état interne Δ , saturés en eau dans une large gamme de potentiels hydriques, pouvaient s'avérer être un bon indicateur de l'intensité des

émissions de N₂O dans un sol cultivé. Si la fréquence et le diamètre des zones d'état interne Δ permettent de prévoir l'importance de la dénitrification, il serait possible, en utilisant le modèle SISOL, de comparer l'effet de différents systèmes de culture sur les émissions de N₂O. Une expérimentation de terrain est conduite pour quantifier les flux de N₂O et l'ensemble des conditions physiques et biologiques associées (en collaboration avec l'équipe « Azote »), dans deux parcelles de l'essai « Travail du sol » de Mons en Chaussée qui se caractérisent par des proportions de zones Δ contrastées.

3.2.4 Mettre en place un observatoire de recherche sur l'évolution du fonctionnement physique des sols cultivés en système de grandes cultures

L'intérêt des résultats acquis sur le dispositif de Mons et la nécessité de renforcer les études sur l'évolution du fonctionnement physique des sols cultivés sur des temps longs m'ont conduit, avec H. Boizard, à poursuivre les études sur le dispositif de Mons en ajoutant de nouveaux systèmes de culture. Le dispositif de Mons permet de comparer des systèmes de culture qui se caractérisent par des intensités annuelles de compactage contrastées. L'originalité du dispositif provient du fait que l'intensité du compactage varie essentiellement en fonction des conditions hydriques du sol lors des interventions culturales, plutôt qu'en fonction des engins agricoles utilisés ou de passages d'engins artificiels. Ces conditions hydriques dépendent de la nature des cultures (impliquant des périodes de semis et de récolte en conditions plutôt sèches ou plutôt humides) et de règles de décision pour les semis et les récoltes (dates plus ou moins précoces). Il s'agit d'élargir la nature des systèmes de culture étudiés pour pouvoir faire varier simultanément l'intensité annuelle de fragmentation et l'intensité annuelle de compactage. Une variante sans labour de chaque système de culture originel a été introduite en 2001. Le nouveau dispositif permet ainsi d'étudier la faisabilité et les effets de la suppression du labour pour des intensités de compactage variables (la suppression du labour est généralement étudiée dans des systèmes de culture à faible intensité de compactage). Il permettra de quantifier l'action du climat et de l'activité biologique du sol (vers de terre, racines) sur la structure du sol. Si les méthodes géophysiques s'avèrent opérationnelles au champ, le dispositif permettra d'établir en permanence le bilan entre les processus de diminution de la porosité du sol et ceux d'augmentation de la porosité du sol. Il sera un site privilégié d'étude de l'évolution du fonctionnement physique du sol, notamment en terme de propriétés mécaniques et hydrodynamiques.

Une coordination est à mettre en place avec l'essai « travail du sol » de l'ITCF à Boigneville. L'essai de Boigneville, qui est mis en place depuis 1970, permet de comparer trois modalités de travail du sol : labour/travail du sol superficiel/semis direct pour une rotation blé/maïs dans un sol plus argileux qu'à Mons (teneur en argile de l'ordre de 25%), donc plus

sensible à l'action du climat. D'autres systèmes de culture sont intéressants à étudier pour caractériser l'évolution à long terme du sol. C'est le cas du système viticole qui est un système pérenne caractérisé par des labours profonds (de l'ordre de 60 cm) lors de la mise en place de la vigne et des passages d'engins localisés toujours au même endroit. Une collaboration se met en place avec l'INRA Science du Sol Montpellier (P. Lagacherie et M. Voltz) pour étudier le fonctionnement physique des sols du vignoble languedocien.

3.3 CONCLUSION

L'utilisation d'engins agricoles de plus en plus lourds et puissants, l'utilisation d'outils de travail du sol de plus en plus agressifs, la baisse du taux de matière organique des premiers centimètres du sol, les pertes en terre liés à l'érosion hydrique, font craindre une diminution de la fertilité physique des sols cultivés et/ou une utilisation toujours plus importante d'intrants dont on mesure les conséquences sur l'environnement. C'est toute la problématique de la prévision de la dégradation à long terme des sols cultivés et des moyens permettant d'assurer la conservation du sol. C'est autour de la problématique de la conservation du sol que je souhaite orienter mes recherches sur le fonctionnement physique des sols cultivés : diagnostic de l'état et du fonctionnement du sol en fonction des systèmes de culture, pronostic de son évolution.

Le sol cultivé est un objet d'étude complexe avec une variabilité spatiale élevée. Il est en perpétuelle évolution sous l'effet de plusieurs agents (engin, outil, climat, racines, vers de terre) exerçant des contraintes très variables. Son étude nécessite des compétences diversifiées pour analyser les effets des systèmes de culture, pour décrire les phénomènes physiques et pour les modéliser. Ces compétences sont en partie réunies grâce aux collaborations mises en place avec mes collègues de Laon et d'autres Unités de l'INRA, et que je cherche à développer au niveau européen. La complexité du sol cultivé en fait un objet d'étude passionnant, dont j'aimerais, par mes recherches, contribuer à conserver la richesse.

4 REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Al-Ani A., Bruzau F., Raymond P., Saint-Ges V., Leblanc J.M., Pradet A., 1985. Germination, respiration and adenylate energy charge of seeds at various oxygen partial pressures. *Plant Physiology*, 79, 885-890.
- Allmaras R.R., Nelson W.W., Hallauer E.A., 1972. Fall versus spring plowing and related heat balance in the western Corn Belt. *Minnesota Agricultural Station Technical Bulletin*, 283, 1-22.
- Allmaras R.R., Hallauer E.H., Nelson W.W., Evans S.D., 1977. Surface energy balance and soil thermal property modifications by tillage-induced soil structure. *Minnesota Agricultural Station Technical Bulletin*, 306, 1-40.
- Aubertot J.N., 1998. Mise au point d'un outil de simulation des levées. Application à la prévision des levées de la betterave sucrière. Thèse de Doctorat de l'INAPG, 73 p. + annexes.
- Aubertot J.N., Dürr C., Kieu K., Richard G., 1999. Characterization of sugar beet (*Beta vulgaris* L.) seedbed structure. *Soil Science Society of America Journal*, 63, 1377-1384.**
- Aubertot J.N., Dürr C., Richard G., Souty N., Duval Y., 2002. Prediction of sugar beet (*Beta vulgaris* L.) seedlings emergence from beneath a crust. *Plant and Soil*, sous presse.
- Balabanis P., 1987. Caractérisation thermique des sols partiellement saturés. Application à la prédiction in situ du gel des couches de surface. Thèse de l'Université de Grenoble, 154 p.+ annexes.
- Ball B.C., Harris W., Burford J.R., 1981. A laboratory method to measure gas diffusion and flow in soil and other porous media. *Journal of Soil Science*, 32, 323-333.
- Barriuso E., Calvet R., Bure B., 1991. Incidence de la simplification du travail du sol sur le comportement des produits phytosanitaires : conséquences sur les risque de pollution. In *Simplification du travail du sol*, G. Monnier, G. Thévenet, B. Lesaffre (Editeurs), Les colloques de l'INRA, INRA, Paris, n° 65, pp. 105-124.
- Boiffin J., Dürr C., 1988. L'implantation de la culture de betterave sucrière : quelques réflexions sur les études à entreprendre. *Sucrierie Française*, n° 128, pp. 354-361.
- Boiffin J., Monnier G., 1991. Suppression du labour et érosion hydrique dans le contexte agricole français : bilan et possibilités d'application des références disponibles. . In

- Simplification du travail du sol, G. Monnier, G. Thévenet, B. Lesaffre (Editeurs), Les colloques de l'INRA, INRA, Paris, n° 65, pp.85-103.
- Boiffin J., Stengel P., 1999. Réapprendre le sol : nouvel enjeu pour l'agriculture et l'espace rural. Demeter 2000. Armand Colin, Paris, pp. 147-211.
- Boizard H., Richard G., Roger-Estrade J., Dürr C., Boiffin J., 2002. Cumulative effects of cropping systems on the structure of the tilled layer in northern France. Soil & Tillage Research, sous presse.**
- Bouaziz A., Bruckler L., 1989a. Modeling wheat seedling growth and emergence: I. Seedling growth affected by soil water potential. Soil Science Society of American Journal, 53, 1832-1838.
- Bouaziz A., Bruckler L., 1989b. Modeling wheat seedling growth and emergence: II. Comparison with field experiments. Soil Science Society of American Journal, 53, 1838-1846.
- Brisson N., Mary B., Ripoche D., Jeuffroy M.H., Ruget F., Nicoullaud B., Devienne-Baret F., Antonioletti R., Dürr C., Richard G., Beaudoin N., Recous S., Tayot X., Plenet D., Cellier P., Machet J.M., Meynard J.M., Delécolle R., 1998. STICS : a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balances. I. Theory and parametrization applied to wheat and corn. Agronomie, 18, 311-346.
- Bruand A., Cousin I., 1994. Variation of textural porosity of a loamy-clay soil during compaction. European Journal of soil Science, 46, 377-385.
- Bruckler L., 1983a. Rôle des propriétés physiques du lit de semences sur l'imbibition et la germination. I. Elaboration d'un modèle du système « terre-graine ». Agronomie, 3: 213-222.
- Bruckler L., 1983b. Rôle des propriétés physiques du lit de semences sur l'imbibition et la germination. II. Contrôle expérimental d'un modèle d'imbibition et possibilités d'application. Agronomie, 3, 223-232.
- Bruckler L., Ball B.C., Renault P., 1989. Laboratory estimation of gas diffusion coefficient and effective porosity in soils. Soil Science, 147, 1-10.
- Bussière F., Cellier P., 1994. Modifications of the soil temperature and water content regimes by a crop residue mulch: experiment and modeling. Agricultural and Forest Meteorology, 68, 1-28.

- Caneill J., Bodet J.M., 1991. Simplification du travail du sol et rendement des cultures. In *Simplification du travail du sol*, G. Monnier, G. Thévenet, B. Lesaffre (Editeurs), Les colloques de l'INRA, n° 65, INRA, Paris, pp. 105-124.
- Caneill J., 1993. Du champ cultivé au bassin d'approvisionnement; contributions méthodologiques à une ingénierie agronomique. Thèse INA P-G, Paris. 35 p. + annexes.
- Cellier P., Richard G., Robin P., 1996. Partition of sensible heat fluxes between bare soil and the atmosphere. *Agricultural and Forest Meteorology*, 82, 245-265.**
- Chanzy A., 1992. Modélisation simplifiée de l'évaporation d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accessibles par télédétection. Thèse de l'INA P-G., 221 p. + annexes.
- Chanzy A., Bruckler L., 1993. Significance of soil moisture with respect to daily evaporation. *Water Resources Research*, 29, 1113-1125.
- Chanzy A., Chadoeuf J., Gaudu J.C., Morath D., Richard G., Bruckler L., 1998. Soil moisture monitoring at field scale using automatic capacitance probes. *European Journal of Soil Science*, 49, 637-648.**
- Coulomb I., Caneill J., Manichon H., 1993. Comportement du sol au labour II : évolution de l'état structural au cours du labour. *Agronomie*, 13, 45-56.
- Coulon E., Bruand A., 1989. Effects of compaction on the pore space geometry in sandy soils. *Soil & Tillage Research*, 15, 137-152.
- Coumans M., Come D., Gaspar T., 1976. Stabilized dormancy in sugar beet fruits. 1. Seed coat as a physical barrier to oxygen. *Botanical Gazette*, 137, 274-278.
- Curmi P., 1987. Comportement physique intrinsèque de mottes à macroporosité différente. In *Soil Compaction and Regeneration*, G. Monnier, M.J. Goss (Editeurs), Baalkema, Rotterdam/Boston, pp. 53-58.
- Darwis, D., Machet J.M., Mary B., Recous S., 1994. Effect of straw management on nitrogen dynamics and nitrate leaching. *Proceedings 13th International ISTRO Conference*, 24-29 July 1994, Aalborg, Denmark, Vol. 1, pp. 201-206.
- De Leon, F. 1991. Morphologie, propriétés physiques et conditions de formation des éléments structuraux de la couche labourée. Thèse, Institut National Agronomique Paris-Grignon, Paris. 140 p.
- De Vries D.A., 1963. Thermal properties of soils. In *Physics of Plant Environment*, W.R. Van Wijk (Editeur), North-Holland Publishing Company, Amsterdam, pp. 210-235.

- Défossez P., Richard G., 2002a. Compaction of tilled topsoil due to traffic: a review of models tested in field conditions. *Soil & Tillage Research*, soumis.
- Défossez P., Richard G. Boizard H., O'Sullivan M., 2002b. Modelling change in soil compaction due to traffic as a function of soil water content. *Geoderma*, soumis.**
- Dexter A.R., 1985. Shapes of aggregates from tilled layers of some dutch and australian soils. *Geoderma*, 47, 305-325.
- Dexter R. A., 1988. Advances in characterization of soil structure. *Soil & Tillage Research*, 11, 199-238.
- Durr C., Aubertot J.N., Richard G., Dubrulle P., Duval Y., Boiffin J., 2001. SIMPLE, a model for SIMulation of PLant Emergence. *Soil Science Society of America Journal*, 65, 414-420.**
- Fiès J.C., Zimmer D., 1982. Etude expérimentale des modifications de l'assemblage textural d'un matériau sablo-argileux sous l'effet de pressions. *Bulletin du GFHN*, 12, 39-54.
- Gaudu J.C., Mathieu J.M., Fumanal J.C., Bruckler L., Chanzy A., Bertuzzi P., 1993. Mesure de l'humidité des sols par une méthode capacitive : analyse des facteurs influençant la mesure. *Agronomie*, 13, 57-73.
- Gauer E., Shaykewith C.F., Stobbe E.H., 1982. Soil temperature and soil water content under zero tillage in Manitoba. *Canadian Journal of Soil Science*, 62, 311-325.
- Ghuman B.S., Lal R., 1981. Predicting diurnal temperature regime of a tropical soil. *Soil Science*, 132, 247-252.
- Gicheru P.T., 1994. Effects of residue mulch and tillage on soil moisture conservation. *Soil Technology*, 7, 209-220.
- Griffith D.R., Mannering J.V., Galloway H.M., Parsons S.D., Richey C.B., 1973. Effect of eight tillage -planting systems on soil temperature, percent stand, plant growth, and yield corn on five Indiana soils, *Agronomy Journal*, 65, 321-326.
- Guérif J., 1982. Compactage d'un massif d'agrégats : effet de la teneur en eau et de la pression appliquée. *Agronomie*, 2, 287-294.
- Guérif J., 1984. The influence of water content gradient and structure anisotropy on soil compressibility. *Journal of Agricultural Engineering. Research*, 29, 367-374.
- Guérif J., Richard G., Dürr C., Machet J.M., Recous S., Roger-Estrade J., 2001. Effects of tillage on crop residue management, seed bed conditions and crop establishment. *Soil & Tillage Research*, 61, 13-32.**

- Gupta S.C., Radke J.K., Larson W.E., 1981. Predicting temperatures of bare and residue covered soils with and without a crop, *Soil Science Society of American Journal*, 45, 405-412.
- Gupta S.C., Larson W.E., Allamaras R.R., 1984. Predicting soil temperature and soil heat flux under different tillage-surface residue conditions. *Soil Science Society of American Journal*, 48, 223-232.
- Gupta S., Sharma P. P., DeFranchi. S.A., 1989. Compaction effects on soil structure. *Advances in Agronomy*. 42, 311-338.
- Gupta S.C., Radke J.K., Swan J.B., Moncrief J.F., 1990. Predicting soil temperatures under a ridge-furrow system in the U.S. Corn Belt. *Soil & Tillage Research*, 18, 145-165.
- Hénin S., Fedoroff N., Monnier G., 1969. Le profil cultural : l'état physique du sol et ses conséquences agronomiques. 2^{ème} édition. Masson, Paris. 332 p.
- Hénin S., 1980. Activités agricoles et qualité des eaux. Rapport du sous-groupe Système de culture, Ministères de l'Agriculture et de l'Environnement, Paris, 86 p.
- Hérin P., Théry P., 1992. Measurements on the thermoelectric properties of thin layers of two metals in electrical contact. Application for designing new heat-flow sensors. *Measurement Science Technology*, 3, 495-500.
- Horton R., Allmaras R. R., Cruse R. M., 1989. Tillage and compactive effects on soil hydraulic properties and water flow. In *Mechanics and related processes in structured agricultural soils*, W.E. Larson, G.R. Blake, Allamaras R.R., Voorhees S.B., Gupta S.C. (Editeurs), Kluwer, Dordrecht, pp. 187-203.
- Horton R., Ankeny M.D., Allmaras R.R., 1994. Effects of compaction on soil hydraulic properties. In *Soil Compaction in Crop Production*, Soane B.D., van Ouwerkerk C. (Editeurs), Elsevier, Amsterdam, pp. 141-166.
- Jaggard K.W., 1993. Effet de l'implantation de la culture sur l'interception du rayonnement et sur le rendement. In *L'implantation de la betterave sucrière*, J. Boiffin, E. Chopin de Janvry (Editeurs), Les colloques de l'INRA, n° 67, INRA, Paris, pp. 105-113.
- Johnson M.D., Lowery B., 1985. Effect of three conservation tillage practices on soil temperature and thermal properties, *Soil Science Society of American Journal*, 49, 1547-1552.
- Klute A., 1982. Tillage effects on the hydraulic properties of soil : A review. In *Predicting tillage effects on soil physical properties and processes*, Asa Special Publication, n°44, ASA/CSSA, Madison, pp. 29-43.

- Larson W.E., Osborne G.J., 1982. Tillage accomplishments and potential. In Predicting tillage effects on soil physical properties and processes, ASA Special Publication, n°44, ASA/CSSA, Madison, pp. 1-12.
- Lascano R.J., Van Bavel C.H.M., 1983. Experimental verification of a model to predict soil moisture and temperature profiles. Soil Science Society of American Journal, 47, 441-448.
- Lebonniec S., 2000. Modélisation de la température et de l'humidité du lit de semences pour la prévision de la germination. Mémoire ENSA Rennes, 31 p. + annexes.
- Leterme P., Manichon H., Roger-Estrade J., 1994. Analyse intégrée des rendements du blé tendre et de leurs causes de variation dans un réseau de parcelles d'agriculteurs du Thymerais. Agronomie, 14, 341-361.
- Lindstrom M.J., Papendick R.I., Koehler F.E., 1976. A model to predict winter wheat emergence as affected by soil temperature, water potential and depth of planting. Agronomy Journal, 68, 137-143.
- Manichon H., 1982. Influence des systèmes de culture sur le profil cultural : élaboration d'une méthode de diagnostic basée sur l'observation morphologique. Thèse INA P-G, Paris. 214 p.
- Manichon H., 1987. Observation de l'état structural et mise en évidence de l'effet de compactage des horizons travaillés. In : « Soil Compaction and Regeneration », G. Monnier et M. J. Goss (Editeurs). Balkema, Rotterdam/Boston. pp. 39-52.
- Mary B., Beaudoin N., Justes E., Machet J.M., 1999. Calculation of nitrogen mineralization and leaching in fallow soils using a dynamic model. European Journal of Soil Science, 50, 549-566.
- Monnier G., Fiès J.C., Stengel P., 1973. Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse de la porosité du sol. Annales Agronomiques, 24, 533-545.
- Mullins C.E., Townend J., Mtakwa P.W., Payne C.A., Cowan G., Simmonds L.P., Daamen C.C., Dunbabin T., Naylor R.E.L., 1996. EMERGE user guide: a model to predict crop emergence in the semi-arid tropics. University of Aberdeen, Department of Plant and Soil Science, 96 p.
- Nassar I.N., Horton R., 1992. Simultaneous transfer of heat, water and solute in porous media: I. Theoretical development. Soil Science Society of American Journal, 56, 1350-1356.

- Ould Mohamed S., Bertuzzi P., Bruand A., Raison L., Bruckler L., 1997. Field evaluation and error analysis of soil water content using capacitance and neutron probes. *Soil Science Society of America Journal*, 61, 399-408.
- O'Sullivan M.F., Henshall J.K., Dickson J.W., 1999. A simplified method for estimating soil compaction. *Soil and Tillage Research*, 49, 325-335.
- Papy F., 1987. Comportement d'une couche labourée sous des actions de compactage en fonction de son état hydrique et structural. *Agronomie*, 7, 111-121.
- Richard G. 1988. La germination des semences de betterave sucrière en conditions d'hypoxie : modélisation, contribution à un diagnostic au champ. Thèse de Docteur-Ingénieur option « Sciences Agronomiques », INA P-G, 102 p.
- Richard G., Guérif J., 1988a. Modélisation des transferts gazeux dans le lit de semences : application au diagnostic des conditions d'hypoxie des semences de betterave sucrière (*Beta vulgaris* L.) pendant la germination. 1. Présentation du modèle. *Agronomie*, 8, 539-547.**
- Richard G., Guérif J., 1988b. Modélisation des transferts gazeux dans le lit de semences : application au diagnostic des conditions d'hypoxie des semences de betterave sucrière (*Beta vulgaris* L.) pendant la germination. 2. Résultats des simulations. *Agronomie*, 8, 639-646.**
- Richard G., Raymond P., Corbineau F., Pradet A., 1989. Effect of the pericarp on sugar beet (*Beta vulgaris* L.) seed germination : study of the energy metabolism. *Seed Science & Technology*, 17, 485-497.
- Richard G., Bruckler L., Bertuzzi P., 1989. Analyse critique d'une méthode numérique d'estimation de la conductivité thermique d'un sol in situ. *Soil Technology*, 2, 221-241.**
- Richard G., Boiffin J., 1990. Effet de l'état structural du lit de semences sur la germination et la levée des cultures. In *La structure du sol et son évolution : conséquences agronomiques, maîtrise par l'agriculteur*. J. Boiffin, A. Marin-Lafèche (Editeurs), Les colloques de l'INRA, n° 53, INRA, Paris, pp. 111-136.**
- Richard G., Boiffin J., Duval Y., 1995a. Direct drilling of sugar beet into a catch crop : effects on soil physical conditions and crop establishment. *Soil & Tillage Research*, 34, 169-185.**
- Richard G., Boizard H., Mousset J., Papy F., 1995b. Modélisation des conditions d'intervention : critique et perfectionnement des règles relatives au jours disponibles. Rapport final du

projet MRT Agriculture Demain : « Optimisation des choix en matière d'équipement et d'organisation du travail dans les exploitations de grande culture », 27 p.

Richard G., Cellier J., 1997. Effects of soil tillage on water balance and thermal regime : experimental study and modelling. Proceedings of the 14th ISTRO Conference, Polawy, Poland, 27/7-1/8/1997, pp. 567-570.

Richard G., Cellier P., 1998. Effect of soil tillage on bare soil energy balance and thermal regime : an experimental study. *Agronomie*, 18, 163-181.

Richard G., Boizard H., Roger-Estrade J., Boiffin J., Guérif J., 1999. Study of soil compaction due to traffic in field conditions : pore space and morphological analysis. *Soil & Tillage Research*, 51, 151-160.

Richard G., Sillon J.F., Marloie O., 2001a. Comparison of Inverse and Direct Evaporation Methods for Estimating Soil Hydraulic Properties under Different Tillage Practices. *Soil Science Society of America Journal*, 65, 215-224.

Richard G., Cousin I., Sillon J.F., Bruand A., Guérif J., 2001b. Effect of compaction on soil porosity : consequences on hydraulic properties. *European Journal of Soil Science*, 52, 49-58.

Rieu C., 2001. Les enjeux économiques de la simplification du travail du sol. In Du labour au semis direct : enjeux agronomiques, G. Richard, J. Roger-Estrade, J.C. Bordes, C. Gottel, P. Talon (Editeurs), INRA, Paris, pp. 21-22.

Robin P., Cellier P., Richard G., 1997. Theoretical and field comparisons of two types of heat fluxmeter. *Soil Technology*, 10, 185-206.

Roger-Estrade J., 1995. Modélisation de l'évolution à long terme de l'état structural des parcelles labourées. Contribution à l'analyse des effets des systèmes de culture. Thèse, INA-PG, 185 p. + annexes.

Roger-Estrade J., Richard G., Boizard H., Beauvils H., Darthus R., 1998. SISOL : un logiciel de simulation de la Structure des sols Labourés. Programme en C++ sous Windows, notice, 50 p.

Roger-Estrade J., Richard G., Manichon H., 2000a. A compartmental model to simulate temporal changes in soil structure under two cropping systems with annual mouldboard ploughing in a silt loam. *Soil Tillage Research*, 54, 41-53.

Roger-Estrade J., Richard G., Boizard H., Boiffin J., Caneill J., Manichon H., 2000b. Modelling structural changes in tilled topsoil over time as a function of cropping systems. *European Journal of Soil Science*, 51, 455-474.

- Sebillotte M., 1974. Agronomie et agriculture. Essai d'analyse des tâches de l'agronome. Cahiers ORSTOM, séries biologiques. 3, 3-25.
- Sebillotte M., 1990. Système de culture. Un concept opératoire pour les agronomes. In Les systèmes de culture. L. Combe, D. Picard (Editeurs), INRA, Paris, pp. 165-196.
- Séne M., 1995. Influence de l'état hydrique et du comportement mécanique du sol sur l'implantation et la fructification de l'arachide. Thèse de Doctorat de l'ENSAM Montpellier, 120 p. + annexes.
- Séne M., 1996. Adaptation des techniques culturales paysannes pour l'amélioration de l'implantation de l'arachide dans le bassin arachidier du Sénégal. In Les relations sol-machines, D. Pillot (éditeur), CIRAD, Montpellier, pp. 49-54.
- Sillon J.F., 1999. Etude expérimentale et modélisation des effets de la structure de la couche labourée sur le régime hydrique du sol nu en phase de dessèchement. Application à la prévision des jours disponibles. Thèse INA P-G, Paris, 186 p.
- Sillon J.F., Richard G, Cousin, I., 2002. Quantifying and Modelling the effect of soil structure induced by tillage and traffic on soil drying. *Geoderma*, soumis.
- Soane B.D., Ball B.C., 1998. Review of management and conduct of long-term tillage studies with special reference to a 25-year experiment on barley in Scotland. *Soil Tillage Research*. 45, 17-38.
- Soane B.D., van Ouwerkerk C., 1994. Soil Compaction Problems in World Agriculture. In *Soil Compaction and Crop Production*, B.D. Soane, C. van Ouwerkerk (Editeurs), *Developments in Agricultural Engineering*, 11, Elsevier, Amsterdam, pp. 1-21.
- Soler L.G., 1984. La situation économique des exploitations en région de grande culture : le cas du Noyonnais. *Compte Rendu de l'Académie d'Agriculture Française*, 70, 85-93.
- Stengel P., 1979. Utilisation de l'analyse des systèmes de porosité pour la caractérisation de l'état physique du sol in situ. *Annales Agronomiques*. 30, 27-51.
- Stengel P., Douglas J.T., Guérif J., Goss M.J., Monnier G., Cannell R.Q., 1984. Factors influencing the variation of some properties of soils in relation to their suitability for direct drilling. *Soil & Tillage Research*, 4, 35-53
- Stengel P., 1990. Caractérisation de l'état structural du sol. Objectifs et méthodes. In *La structure des sols et son évolution : conséquences agronomiques, maîtrise par l'agriculteur*. J. Boiffin, A. Marin-Laflèche (Editeurs), Les colloques de l'INRA, n° 53, INRA, Paris, pp. 15-36.

- Tamari, S., 1994. Relations between pore-space and hydraulic properties in compacted beds of silty-loam aggregates. *Soil Technology*, 7, 57-73.
- Théry P., Ravalitera G., Cornet M., 1983. US patent n°. 4, 382, 154, 1988 US Patent n°. 4, 717, 786.
- Vachaud G., Dancette C., Sonko S., Thony J. L., 1978. Méthode de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé. *Annales agronomiques*. 29:1-36.
- Van Bavel C.H.M., Hillel D.I., 1976. Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat. *Agricultural Meteorology*, 17, 453-476.
- Van Genuchten M.T., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of American Journal*, 44:892-898.
- Wall D.A., Stobbe E.H., 1984. The effect of tillage on soil temperature and corn (*Zea mays* L.) growth in Manitoba. *Canadian Journal of Plant Science*, 64, 59-67.
- Weaich K., Bristow K.L., Cass A., 1992a. Preemergent shoot growth of maize under different drying conditions. *Soil Science Society of American Journal*, 56, 1272-1278.
- Weaich K., Cass A., Bristow K.L., 1992b. Use of a penetration resistance characteristic to predict soil strength development during drying. *Soil & Tillage Research*, 25, 149-166.
- Wierenga P.J., deWit C.T., 1970. Simulation of heat transfer in soils. *Soil Science Society of American Journal*, 34, 845-848.
- Wind G.P., 1968. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In: *Water in the unsaturated zone*, Vol. 1. P.E. Rijtema, H. Wassink(Editeurs), International Association of Scientific Hydrology, Gentbrugge, Belgium, pp. 181-191.
- Wittono H., Bruckler L., 1989. Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water transport modeling. I. Field validation of a water flow model. *Water Resource Research*, 25, 2423-2435.

LISTE DES ABREVIATIONS

- ACI : Action Incitative
- AFES : Association Française de l'Etude des Sols
- AI : Assistant-Ingénieur
- AIP : Action Incitative Programmée
- AISS : Association Internationale de Science du Sol
- APAD : Association pour une Agriculture Durable
- APC : Agropédologie de la Zone Caraïbe
- ASC : Assistant Scientifique Contractuel
- BBSRC : Biotechnology and Biological Sciences Research Council
- BTS : Brevet de Technicien Supérieur
- CNRS : Centre Nationale de la Recherche Scientifique
- CDD : Contrat à Durée Déterminé
- Cemagref : Centre d'Etude du Machinisme Agricole, du Génie Rural et des Eaux et Forêts
- CETA : Centre d'Etude Technique Agricole
- CIRAD : Centre e Coopération Internationale en Recherche Agronomique pour le Développement
- CIVC : Centre Inter-professionnelle des Vins de Champagne
- CLI : Comité de Lecture Internationale
- CR : Chargé de Recherche
- CTIFL : Centre Technique Inter-professionnelle des Fruits et Légumes
- DAA : Diplôme d'Agronomie Approfondie
- DEA : Diplôme d'Etudes Approfondies
- DIREN : Direction Régionale de l'ENVironnement
- DRAF : Direction Régionale de l'Agriculture et de la Forêt
- EA : Environnement et Agronomie
- ECAF : European Conservation Agriculture Federation
- ECOSOL : ECOlogie du SOL
- EGC : Environnement et Grandes Cultures
- EGS : European Geophysical Society
- ENITA : Ecole Nationale d'Ingénieurs des Travaux Agricoles
- ENS : Ecole Nationale Supérieure
- ENSA : Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie

ENSAM : Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie de Montpellier
ESA : Ecole Supérieure d'Agronomie
ESA : European Society of Agronomy
ETP : Evapo-Transpiration Potentielle
FAO : Food and Agriculture Organization
FEM : Finite Elements Model
GESSOL : GESTion de la ressource SOL
GTA : Groupement Technique Agricole
IAV : Institut Agronomique et Vétérinaire
IIRB : Institut International de la Recherche sur la Betterave Sucrière
INA P-G : Institut National Agronomique Paris-Grignon
INRA : Institut National de la Recherche Agronomique
IR : Ingénieur de Recherche
ISA : Institut Supérieur d'Agriculture
ISARA : Institut Supérieur d'Agriculture Rhône-Alpes
ISTRO : International Soil Tillage Research Organization
ITB : Institut Technique de la Betterave
ITCF : Institut Technique des Céréales et des Fourrages
IUT : Institut Universitaire de Technologie
MRT : Ministère de la Recherche et de la Technologie
OTELLO : Organisation du Travail en Langage Objet
PAC : Politique Agricole Commune
PNRH : Programme National de Recherche en Hydrologie
SAC : Scottish Agricultural College
SAD : Systèmes Agraires et Développement
SIMA : Salon International de la Machine Agricole
SIMPLE : Simulation of Plant Emergence
SISOL : Simulation des SOIs Labourés
SSSA : Soil Science Society of America
STICS : Simulateur Multidisciplinaire des Cultures Standards
TDR : Time Domain Reflectometry
TEC : Transfert Eau et Chaleur
UE : Union Européenne
USDA : United State Department of Agriculture
UTC : Université de Technologie de Compiègne

SELECTION DE PUBLICATIONS

1^{ère} partie

Germination/levée des plantes semées en fonction de l'état structural du lit de semences

Richard G., Guérif J., 1988. Modélisation des transferts gazeux dans le lit de semences : application au diagnostic des conditions d'hypoxie des semences de betterave sucrière (*Beta vulgaris* L.) pendant la germination. 1. Présentation du modèle. *Agronomie*, 8, 539-547.

Richard G., Guérif J., 1988. Modélisation des transferts gazeux dans le lit de semences : application au diagnostic des conditions d'hypoxie des semences de betterave sucrière (*Beta vulgaris* L.) pendant la germination. 2. Résultats des simulations. *Agronomie*, 8, 639-646.

Richard G., Boiffin J., 1990. Effet de l'état structural du lit de semences sur la germination et la levée des cultures. In *La structure du sol et son évolution : conséquences agronomiques, maîtrise par l'agriculteur*. J. Boiffin et A. Marin-Laflèche (Editeurs), Les colloques de l'INRA, n° 53, Paris, pp. 111-136.

Richard G., Boiffin J., Duval Y., 1995. Direct drilling of sugar beet into a catch crop : effects on soil physical conditions and crop establishment. *Soil & Tillage Research*, 34, 169-185.

Aubertot J.N., Durr C., Kieu K., Richard G., 1999. Characterization of sugar beet (*Beta vulgaris* L.) seedbed structure. *Soil Science Society of America Journal*, 63, 1377-1384.

Durr C., Aubertot J.N., Richard G., Dubrulle P., Duval Y., Boiffin J., 2001. SIMPLE, a model for SIMulation of PLant Emergence. *Soil Science Society of America Journal*, 65, 414-420.

Guérif J., Richard G., Dürr C., Machet J.M., Recous S., Roger-Estrade J., 2001. Effects of tillage on crop residue management, seed bed conditions and crop establishment. *Soil & Tillage Research* (Special Issue 15th ISTRO Conference), 61, 13-32.

SCIENCE DU SOL

Modélisation des transferts gazeux dans le lit de semence : application au diagnostic des conditions d'hypoxie des semences de betterave sucrière (*Beta vulgaris* L.) pendant la germination. I. — Présentation du modèle

Guy RICHARD & Jérôme GUÉRIF

I.N.R.A., Station de Science du Sol, Centre de Recherches d'Avignon, Domaine Saint-Paul, B.P. 91, F 84140 Montfavet

RÉSUMÉ

On se propose de déterminer, à partir d'une modélisation des transferts gazeux dans un profil de sol cultivé, les caractéristiques du lit de semence et des couches sous-jacentes risquant de limiter l'alimentation en oxygène de la semence de betterave sucrière et donc de perturber la germination. Seul le modèle est présenté dans cet article. On applique les lois de diffusion gazeuse (lois de Fick) à un profil multicouche en distinguant une éventuelle croûte de battance, le lit de semence et la couche labourée non remaniée. Sont prises en compte les caractéristiques structurales et hydriques de chaque couche à partir desquelles sont estimés les paramètres de transfert (coefficient de diffusion et porosité de transfert) grâce à des relations déterminées expérimentalement. On néglige la consommation d'oxygène par la semence. La fonction puits à oxygène d'origine microbienne est prise en compte en fonction du statut organique du sol. On considère ses variations en fonction de la concentration en oxygène et de la température. Le modèle permet le calcul des cinétiques d'évolution de la concentration en oxygène dans le lit de semence que l'on confronte à des seuils de concentration en oxygène critiques vis-à-vis de la germination de la semence de betterave sucrière déterminés expérimentalement.

Mots clés additionnels : *Aération, concentration en oxygène, coefficient de diffusion gazeuse, porosité libre à l'air, respiration microbienne du sol, croûte de battance.*

SUMMARY

*Modeling gas transfer in seed beds : diagnosis of hypoxia conditions for sugar beet seed (*Beta vulgaris* L.) during germination. I. — Presentation of the model.*

A model based on gas diffusion laws (Fick's laws) in tilled layers of soil has been developed. It allows determination of the physical characteristics of seed beds and deeper layers which may inhibit the germination of sugar beet seed by a limitation of seed oxygen uptake. Within the profile, a possible crust, the seed bed and the ploughed layer have been distinguished. The gas transfer parameters (diffusion coefficient and transfer porosity) depend on the structural and water potential characteristics of each layer; their estimations are based on experimental relationships. Oxygen uptake by the seed is neglected. Soil microbial respiration depends on soil organic status and its variations with oxygen concentration and temperature have been taken into account. The model follows oxygen concentration in the seed bed and compares it with the oxygen concentrations, experimentally determined, which limit the germination of sugar beet seed.

Additional key words : *Aeration, oxygen concentration, gas diffusion, air-filled porosity, soil microbial respiration, crust.*

I. INTRODUCTION

Certains accidents d'implantation des cultures semées sont, en raison des conditions climatiques et structurales au moment où ils interviennent (périodes humides, sols croûtés), attribués à une perturbation de la germination par une limitation de la fourniture d'oxygène à la semence. Cependant, on sait mal caractériser au champ les conditions d'alimentation en oxygène de la semence, et les observations réalisées le plus fréquemment à la levée ne permettent pas la distinction entre les problèmes liés à la phase de germination *sensu stricto* et ceux liés à la phase d'émergence.

Pour une culture comme la betterave sucrière, la phase d'implantation est déterminante vis-à-vis de la maîtrise de l'élaboration du rendement. La tendance à des semis de plus en plus précoces dans des zones pédoclimatiques à fort risque de dégradation structurale fait que le problème de l'apparition de conditions hypoxiques dans le lit semence se pose particulièrement pour cette culture. On se propose donc, pour la betterave sucrière, de déterminer les caractéristiques du lit de semence susceptibles de limiter la consommation d'oxygène de la semence et de perturber sa germination, afin de mettre au point des moyens de diagnostic des conditions d'hypoxie dans le lit de semence.

A partir d'une modélisation des transferts gazeux, on cherchera à estimer l'influence des caractéristiques d'état du lit de semence sur les profils de concentration en oxygène dans celui-ci et sur leurs cinétiques. La validation d'un tel modèle est difficile. On ne dispose pas de moyen de mesure fiable et opérationnel de la teneur en oxygène *in situ*. On pouvait espérer utiliser un indicateur biologique, mesuré au niveau de la semence, et corrélé à la concentration en oxygène autour de la semence. La charge énergétique (comme définie par PRADET & RAYMOND, 1983) dépend de la vitesse de respiration et de l'activité des processus fermentaires de la semence, qui varient avec la concentration en oxygène. Dans le cas de la semence de betterave sucrière, la charge énergétique ne s'est pas révélée être suffisamment sensible à la concentration en oxygène pour être utilisée comme un marqueur de celle-ci (RICHARD 1988). On ne cherchera donc pas à valider le modèle de manière physique. Mais, à partir de relations déterminées expérimentalement entre la concentration en oxygène au niveau de la semence de betterave sucrière, sa consommation d'oxygène et son comportement en germination, on définira les conditions considérées comme critiques vis-à-vis de la germination. En confrontant les profils de concentration dans le lit de semence obtenus par simulation aux concentrations dites critiques, nous pourrions alors mettre en évidence les situations susceptibles d'entraîner des risques de perturbation de la germination.

Dans ce premier article, on présente les bases physiques de la modélisation des transferts gazeux dans le sol pour une étude des conditions d'hypoxie dans le lit de semence, et le mode d'estimation des paramètres de transfert. On se donne enfin une gamme probable d'états du profil à partir desquels on calculera l'évolution de la concentration en oxygène dans le lit de semence. Les résultats des simulations sont présentés dans un second article (RICHARD & GUÉRIF, 1988).

II. BASES PHYSIQUES DE LA MODÉLISATION DES TRANSFERTS GAZEUX

La liste des symboles utilisés est présentée dans le tableau I.

TABLEAU I
Symboles utilisés.
Symbols used.

x	profondeur
r	rayon
t	temps
T	température
C	concentration en oxygène
p	fonction puits à oxygène
q	flux d'oxygène
D	coefficient de diffusion apparent de l'oxygène dans le sol
D/D ₀	coefficient de diffusion relatif du sol
N	porosité de transfert
N _a	porosité libre à l'air
e	épaisseur de la croûte
p	profondeur du lit de semence
ps	profondeur de semis
L	profondeur de la couche labourée
2.R	maille de fissuration
ls	limite inférieure du profil

A. Présentation des lois physiques

Deux processus physiques sont responsables des transferts gazeux : le mass-flow et la diffusion. Le processus dominant dans le sol étant la diffusion gazeuse, on négligera les transferts par mass-flow : on suppose que l'atmosphère du sol est à la pression atmosphérique et que les gradients thermiques sont faibles.

Les transferts par diffusion sont régis par la loi de Fick qui, sous sa forme monodimensionnelle, s'écrit de la façon suivante :

$$q_x = -D_x \cdot \frac{\partial C}{\partial x} \quad (1)$$

(Ox) : axe des transferts.

q_x : flux de gaz selon Ox, rapporté à une section de sol (kg m⁻² s⁻¹).

D_x : coefficient de diffusion selon Ox (m²·s⁻¹). D_x représente le coefficient de diffusion apparent du gaz dans le sol considéré.

C : concentration du gaz rapportée au volume d'air (kg·m⁻³).

La loi de Fick est une loi strictement empirique, établie à partir d'études sur les transferts de solutés. Des travaux montrant son accord avec le processus de diffusion en milieu poreux ont permis de l'étendre aux transferts de gaz par diffusion (JAYNES & ROGOWSKI, 1983).

Par ailleurs, la condition de conservation de masse conduit à l'équation suivante :

$$N_x \cdot \frac{\partial C}{\partial t} = - \frac{\partial q_x}{\partial x} - P(x, C, t) \quad (2)$$

N_x : porosité de transfert ($m^3 m^{-3}$).

t : temps (s).

$P(x, C, t)$: fonction puits ($P \geq 0$) rapportée au volume de sol ($kg \cdot m^{-3} \cdot s^{-1}$).

Si le milieu n'est pas saturé en eau, C représente la concentration du gaz par rapport au volume d'air et N la porosité libre à l'air accessible au gaz.

Si le milieu est saturé en eau, C sera considérée comme la concentration équivalente à celle du gaz dans l'air qui serait en équilibre avec la phase liquide du volume élémentaire de sol. N représente alors la porosité totale accessible au gaz, multipliée par le coefficient de solubilité du gaz considéré.

Pour la commodité d'expression des résultats, la concentration en oxygène et la fonction puits seront exprimées respectivement en $p. 100$ et en mm^3 d'oxygène $\cdot h^{-1} \cdot cm^{-3}$ de sol dans la suite du texte.

En coordonnées axi-cylindriques, compte tenu d'une symétrie radiale, l'équation (2) s'écrit (in GLINSKI & STEPNIOWSKI, 1985) :

$$N_{r,x} \cdot \frac{\partial C}{\partial t} = - \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial(r \cdot q_r)}{\partial r} - \frac{\partial q_x}{\partial x} - P(r, x, C, t) \quad (3)$$

(Or) représentant l'axe radial.

B. Présentation du système étudié

1. Origines des variations de concentration en oxygène : nature des fonctions puits prises en compte

Les transferts d'oxygène par diffusion dans le sol résultent d'un gradient de concentration en oxygène lié à une consommation d'oxygène en au moins un point du système. Cette fonction puits à oxygène correspond soit à la consommation d'oxygène de la semence, soit à celle des microorganismes du sol. L'ordre de grandeur et les échelles d'espace concernées dans le profil par ces 2 fonctions puits sont très différents :

— la fonction puits « semence » est de moins de $5 mm^3 \cdot h^{-1}$ (RICHARD 1988) et elle est locale,

— la fonction puits « microorganismes » est répartie sur l'ensemble du profil et, mesurée à la surface du sol, elle représente en moyenne une consommation d'oxygène de $30 mm^3 \cdot h^{-1} \cdot cm^{-2}$ (CURRIE, 1962).

La concentration en oxygène au niveau de la semence résulte donc :

— d'une part, des capacités de transfert globales du lit de semence par rapport à la fonction puits à oxygène « microorganismes » de l'ensemble du profil ; la fonction puits « semence » est alors négligeable ;

— d'autre part, des conditions locales de diffusion de l'oxygène à l'interface semence/sol (contact « terre-semence », présence d'un film d'eau autour de la semence, présence d'un lissage lié au semoir) et de la fonction puits « semence ».

Chacune des 2 causes des variations de la concentration en oxygène autour de la semence nécessite une étude spécifique. Cet article ne concerne que les capacités globales de transfert d'oxygène du lit de semence. Le modèle ainsi élaboré devra permettre de fixer les conditions aux limites d'un autre modèle de transfert de l'oxygène qui ne concernera que l'environnement immédiat de la semence.

On ne prend donc en compte que la fonction puits d'origine microbienne. Le système étudié est alors réduit uniquement à un volume de sol présentant une activité microbienne répartie sur l'ensemble du profil (lit de semence et couches sous-jacentes).

Différents travaux ont déjà été consacrés à l'étude des conséquences de l'activité biologique sur la concentration en oxygène dans le profil à partir d'une modélisation des lois de diffusion gazeuse (in GLINSKI & STEPNIOWSKI, 1985). Cependant aucun ne concerne spécifiquement le lit de semence et la phase de germination. Le lit de semence se caractérise par sa position à proximité de l'interface sol/atmosphère : il est proche de la source d'oxygène qu'est l'atmosphère, mais il est aussi directement soumis aux agressions climatiques. Une croûte de battance peut alors se former, fortement limitante vis-à-vis de la diffusion gazeuse et souvent de structure hétérogène ; sa prise en compte nécessite de travailler en coordonnées tridimensionnelles.

2. Caractérisation du profil de sol ; définition des systèmes étudiés, conditions aux limites

Compte tenu du risque élevé de dégradation structurale en surface au moment des semis, le sol étant nu à cette période, on peut distinguer *a priori* 4 couches au sein du profil, comme indiquées figure 1. En dehors de la croûte de battance, chaque couche est supposée homogène vis-à-vis de la porosité de transfert et de la fonction puits, et isotrope vis-à-vis du coefficient de diffusion.

En ce qui concerne la croûte de battance, on considérera que :

— soit elle est continue, homogène et isotrope ; le système se réduit alors à un profil monodimensionnel,

— soit elle est fissurée, homogène et isotrope entre les fissures ; le système sera alors assimilé à un cylindre (figure 2) de diamètre équivalent à la maille de fissuration, et on considérera une symétrie radiale.

Comme conditions aux limites, on prendra :

— en surface, une condition de concentration constante : $C(x = 0) = C_0$,

— en profondeur, faute de données précises, on négligera l'activité biologique du sous-sol et la réserve d'oxygène qu'il représente, et l'on imposera une condition de flux nul à la limite de la couche labourée, soit : $q_x(x = L) = 0$.

Dans le cas d'un profil avec une croûte fissurée, on prendra comme conditions aux limites :

— sur la face latérale du cylindre :

• une condition de concentration constante sur l'épaisseur de la croûte :

$$C(r = R, 0 \leq x \leq e) = C_0,$$

• une condition de flux nul sur le reste de la face par construction : $q_r(r = R, x > e) = 0$,

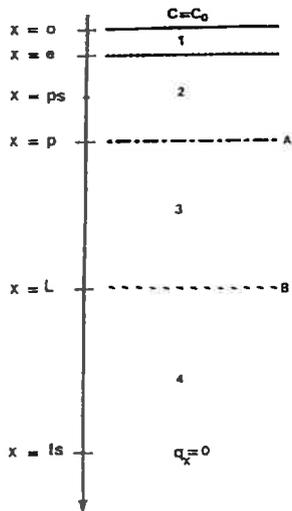


Figure 1

Présentation de la structure multicouche du profil.

- 1) croûte de battance,
- 2) lit de semence,
- 3) couche labourée non reprise,
- 4) sous-sol,
- A) limite du travail du sol avant semis,
- B) limite du labour,
- « x » indique la profondeur de chaque couche.

Presentation of the multilayer structure of the profile.

- 1) crust,
- 2) seed bed,
- 3) ploughed layer,
- 4) sub-soil,
- A) seed bed-ploughed layer interface,
- B) ploughing depth limit,
- « x » indicates the depth of each layer.

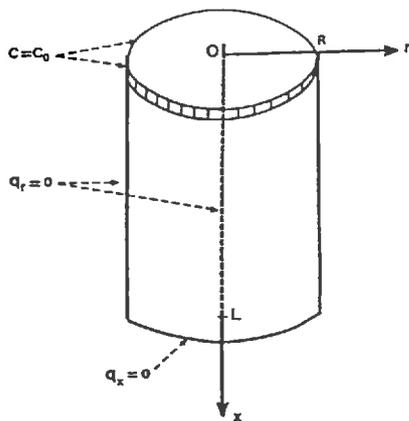


Figure 2

Géométrie du système en coordonnées axi-cylindriques (Profil avec une croûte fissurée).

croûte de battance.

Geometry of the system in axi-cylindrical coordinates (profile with a cracked crust).

crust.

— sur l'axe du cylindre, une condition de flux nul par symétrie : $q_r(r = 0) = 0$.

Comme conditions initiales, sauf précisions dans le texte, on prendra une concentration uniforme égale à celle de l'atmosphère en tous points du système.

III. ESTIMATION DES PARAMÈTRES DU MODÈLE

A. Estimation du coefficient de diffusion et de la porosité de transfert

1. Problèmes posés par l'estimation du coefficient de diffusion et de la porosité de transfert

On ne dispose pas de modèle de prévision (déterministe ou empirique) de ces 2 paramètres en fonction de caractéristiques du milieu de transfert, et la mesure de ces paramètres *in situ* est difficile. On estimera les valeurs de ces paramètres en recherchant des relations empiriques qui les relient à des variables d'états accessibles (potentiel de l'eau, indice des vides), pour des cas-types d'états physiques correspondant aux situations extrêmes risquant d'être rencontrées lors des semis.

On peut caractériser l'espace poral du profil en distinguant l'espace poral textural essentiellement défini par l'assemblage des constituants du sol (STENGEL, 1979) et son complémentaire, l'espace poral structural, principalement dû au travail du sol et aux facteurs climatiques. Ces 2 sous-ensembles sont constitués de pores de nature et de taille très différentes dans lesquelles la vitesse de diffusion des gaz est elle aussi très différente : le coefficient de diffusion d'un gaz devient dépendant de la taille des pores à partir de diamètres inférieurs à $2 \mu\text{m}$ (CLIFFORD & HILLEL, 1986). L'utilisation de relations empiriques entre des variables d'état du sol et le coefficient de diffusion apparent d'un gaz suppose donc la connaissance de la répartition du volume de la phase gazeuse entre l'espace poral textural et structural.

L'apparition de conditions risquant de limiter la fourniture d'oxygène à la semence étant liée à des conditions pluvieuses, on peut supposer la porosité d'origine texturale saturée (sauf pour des textures grossières). Il s'agit donc d'établir des relations empiriques entre des variables d'état du sol et le coefficient de diffusion apparent de l'oxygène pour des sols où la porosité libre à l'air est uniquement d'origine structurale. Des mesures de coefficient de diffusion ont été réalisées dans ces conditions.

En ce qui concerne la porosité de transfert, comme dans toute la littérature, elle sera assimilée en milieu non saturé à la porosité libre à l'air (N_a) : on néglige la fraction du volume gazeux qui peut ne pas être connectée avec le reste de la porosité libre à l'air ; en milieu saturé, la porosité de transfert sera assimilée à la porosité totale multipliée par le coefficient de solubilité de l'oxygène.

2. Mesure du coefficient de diffusion

Le coefficient de diffusion D est obtenu selon le protocole de BALL *et al.* (1981) basé sur la diffusion d'un

traceur radioactif (^{85}Kr) et par la méthode d'estimation de BRUCKLER *et al.* (1988) sur des éprouvettes de sol de 7 cm de diamètre et de 2,4 cm d'épaisseur. On estime alors le coefficient de diffusion apparent du Krypton dans l'éprouvette de sol. Le coefficient de diffusion relatif de l'éprouvette, égal au rapport D/D_0 avec D_0 coefficient de diffusion du gaz dans l'air libre, étant identique en première approximation quel que soit le gaz considéré, on peut calculer le coefficient de diffusion apparent de l'oxygène dans l'éprouvette de sol ($D_0 = 0,2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour l'oxygène à 20 °C (in GLINSKI & STEPNIOWSKI, 1985)).

Les éprouvettes de sol sont obtenues par compactage standard, dans une cellule de volume constant, de quantités d'agrégats calculées pour obtenir la gamme de porosité de transfert visée. Les agrégats sont obtenus par un tamisage à sec (de diamètre 1 à 2 mm ou 2 à 3 mm). Amenés préalablement à saturation (potentiel hydrique de -0,3 kPa) sous vide, ils sont ensuite desséchés sous gel de silice jusqu'à une humidité choisie dans le domaine de saturation, déterminée à partir d'une courbe de retrait établie à partir d'agrégats de 2 à 3 mm de diamètre. L'éprouvette de sol est caractérisée par un indice des vides structuraux résultant et une humidité, et par une porosité structurale libre à l'air; au moment de sa fabrication, le taux de saturation de la porosité structurale est nul (à un potentiel de -20 kPa). Les variations du taux de saturation de la porosité structurale sont obtenues à partir d'éprouvettes de sol fabriquées comme décrit précédemment, amenées à saturation totale (potentiel nul) puis mises à l'équilibre sur une table de tension à de forts potentiels (-1, -2 kPa). Le sol utilisé est un limon argileux à 26 p. 100 d'argile.

Les résultats sont présentés sur la figure 3; ils sont conformes aux données de la littérature obtenues dans des conditions similaires (PAPENDICK & RUNKLES, 1965; STEPNIOWSKI, 1981; CURRIE, 1984). L'intérêt du protocole adopté est la maîtrise de la répartition de l'eau

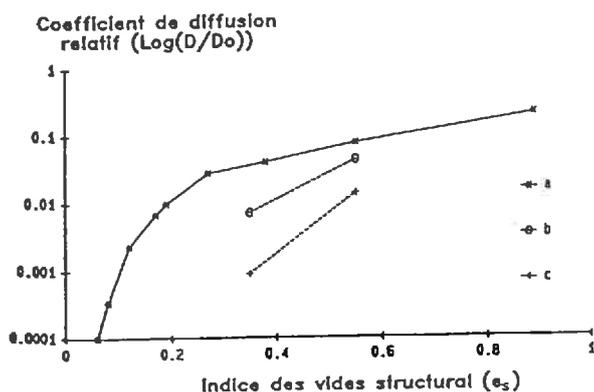


Figure 3

Coefficient de diffusion relatif (D/D_0) en fonction de l'indice des vides structuraux (e_s), du potentiel de l'eau (I) et du diamètre des agrégats (d).

Relationships between relative diffusion coefficient (D/D_0), structural void ratio (e_s), water potential (I) and aggregate diameter (d).

a) $I = -20 \text{ kPa}$ $d = 2-3 \text{ mm}$,
 b) $I = -1 \text{ kPa}$ $d = 2-3 \text{ mm}$,
 c) $I = -1 \text{ kPa}$ $d = 1-2 \text{ mm}$.

entre les volumes textural et structural assimilables en première approximation au volume intra et inter-agrégats. Le coefficient de diffusion est indépendant de la taille des pores pour des diamètres supérieurs à 2 μm (CLIFFORD & HILLEL, 1986); vu la taille des pores d'origine structurale, il est donc indépendant de la taille des agrégats, sous réserve que les arrangements alors obtenus soient comparables. On admet donc que la courbe a (taux de saturation de la porosité structurale nul) est généralisable à n'importe quel type de matériau pour lequel la porosité d'origine texturale est saturée. Pour des taux de saturation de la porosité structurale non nuls c'est-à-dire à de forts potentiels de l'eau, le coefficient de diffusion est dépendant de la taille des agrégats utilisés (courbes b et c); l'extrapolation des relations représentées par les courbes b et c nécessite alors la connaissance de la gamme de variation de taille des agrégats présents dans le milieu.

B. Estimation de la fonction puits à oxygène d'origine microbienne

1. Rôle du statut organique

Pour des sols cultivés à teneur en carbone organique voisine de 1 p. 100, où il n'y a pas eu incorporation récente de résidus de récolte ou d'amendements organiques, la fonction puits à oxygène, mesurée en laboratoire, varie entre 0,1 et 2,5 $\text{mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$ pour des températures de 20 à 27 °C (BROWN *et al.*, 1965; BRIDGE & RIXON, 1976; in GLINSKI & STEPNIOWSKI, 1985; BOONE *et al.*, 1986).

Après apport de 1 à 2 p. 100 de résidus de récolte, la fonction puits augmente en quelques jours jusqu'à des valeurs de 10 à 20 $\text{mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$ (pour des températures de 20 à 27 °C), puis diminue progressivement dans les mois qui suivent jusqu'à atteindre son niveau de base antérieur (LYDA & ROBINSON, 1969; GUÉRIF, 1986).

2. Effets de la température et de l'humidité

Aucune loi ne rend bien compte des variations de la consommation d'oxygène des microorganismes du sol en fonction de la température qui modifie à la fois la population microbienne et sa cinétique respiratoire (GLINSKI & STEPNIOWSKI, 1985). Une des lois néanmoins utilisée est la loi empirique de VANT OFF ou loi du Q_{10} qui se présente sous la forme suivante :

$$\log(P_1/P_2) = (T_1 - T_2) \cdot \log(Q_{10})/10, \quad (4)$$

T étant la température.

Q_{10} , qui représente le taux d'accroissement de la vitesse de la réaction considérée pour une variation de 10 °C, varie en moyenne entre 2 et 3 en fonction du type de sol (ROSS & CAIRNS, 1978; HOWARD & HOWARD, 1979). Cependant, Q_{10} n'est pas constant avec la température et varie entre 1,5 et 3 pour des températures variant entre 10 et 25 °C, et entre 3 et 5 pour des températures variant entre 5 et 15 °C (ROSS & CAIRNS, 1978).

L'humidité sera supposée n'être jamais suffisamment faible pour réduire l'activité microbienne.

3. Effet de la concentration en oxygène

La consommation d'oxygène par les microorganismes diminue à partir d'une concentration en oxygène de

10 p. 100 (GRABLE & SIEMER, 1968) et elle est réduite de moitié pour une concentration en oxygène de l'ordre de 2 p. 100 (*in* GLINSKI & STEPNIOWSKI, 1985). A partir des données de PAAR & REUSZER (1959) et de celles contenues dans ICW REPORT (1975) présentées sur la figure 4, il apparaît que l'on peut traduire la variation de la consommation d'oxygène en fonction de la concentration en oxygène par une courbe de type Michaelis-Menten, comme c'est le cas au niveau cellulaire (GREENWOOD, 1961), avec un coefficient K_m de $2,5 \cdot 10^{-2}$. On obtient donc la relation suivante :

$$P(C) = P_{\max} / (1 + K_m/C)$$

avec

$$K_m = 2,5 \cdot 10^{-2} \text{ et } P_{\max} = P_{21\%} \cdot (1 + K_m / (21 \cdot 10^{-2})) (5).$$

Nous considérerons cette relation comme valide quels que soient les états structural, hydrique et organique, du milieu et la température.

IV. GAMMES DE VARIATION DES PARAMÈTRES RETENUS POUR LA SIMULATION

Le tableau 2 présente la gamme de variation de l'état structural caractérisé par l'indice des vides structuraux, la profondeur, le coefficient de diffusion relatif et la porosité de transfert de la croûte de battance, du lit de semence et de la couche labourée sous-jacente.

D'après le modèle de dégradation structurale des couches superficielles de BOIFFIN (1984), la croûte de battance a une structure continue, et on peut considérer qu'elle est initialement saturée. Elle ne se désature ou ne se fissure qu'après une période de dessèchement. On ne dispose pas de référence pour une croûte désaturée ; du

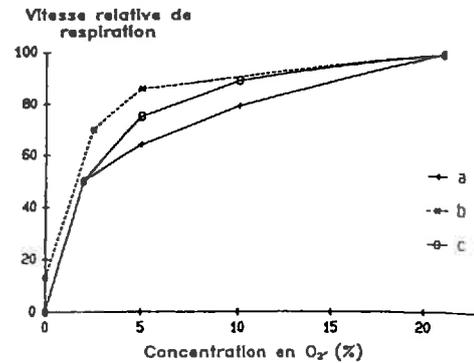


Figure 4

Variation de la vitesse relative de respiration d'origine microbienne du sol en fonction de la concentration en oxygène.

a) d'après ICW REPORT (1975) (en p. 100 de la consommation horaire d'oxygène à 21 p. 100 d'oxygène).

b) d'après PARR & REUSZER (1959) (en p. 100 de la production cumulée de CO_2 à 21 p. 100 d'oxygène).

c) d'après la relation (5).

Relationship between soil microbial respiration and oxygen concentration.

a) according to ICW REPORT (1975) (in % of oxygen uptake for 1 h at 21 % of oxygen).

b) according to PARR & REUSZER (1959) (in % of CO_2 cumulated production at 21 % of oxygen).

c) according to relation (5).

fait de sa structure continue, on a considéré des coefficients de diffusion relatifs de la croûte faibles, variables entre 10^{-5} et 10^{-3} .

L'indice des vides structuraux minimum dans le lit de

TABLEAU 2

Gammes de variation de l'état structural et des paramètres de transferts de chaque couche de profil de sol comme définie sur la figure 1.
Variation scales of structural characteristics and diffusion parameters for each layer as defined on figure 1.

	e_s		D/D_0		N		X (cm)	
	max	min	max	min	max	min	max	min
Croûte de battance								
— saturée	0 (1)	—	$3,3 \cdot 10^{-6}$ (2)	—	3 % (3)	—	0,2	0,05
— désaturée			10^{-5}	10^{-3}	3 %	—		
Lit de semence	1,0 (4)	0,5 (5)	$2 \cdot 10^{-1}$ (6)	10^{-2} (7)	40 %	10 % (7)	10	5
Couche labourée sous-jacente	0,8 (8)	0,2 (8)	10^{-1} (6)	0	35 %	0 %	30	20

(1) BOIFFIN, 1984.

(2) GLINSKI & STEPNIOWSKI (1985).

(3) Porosité totale de 50 % et coefficient de solubilité de l'oxygène de 3,3 % à 20 °C (GLINSKI & STEPNIOWSKI, 1985).

(4) BOIFFIN, 1984 ; BOUAZIZ, 1987.

(5) DEXTER *et al.*, 1983 ; BOIFFIN, 1984.

(6) D'après la figure 3.

(7) Valeurs pour un potentiel de - 1 kPa, des agrégats de 1 à 2 mm de diamètre et pour l'indice des vides structural le plus faible (fig. 3).

(8) BOONE *et al.*, 1986 ; STENGEL, 1986 ; BOUAZIZ, 1987.

(3) Total porosity of 50 % and oxygen solubility coefficient of 3,3 % at 20 °C.

(6) According to figure 3.

(7) Values for a potential of - 1 kPa, aggregates calibrated between 1-2 mm and for the lower structural void ratio (fig. 3).

semence a été estimé, d'après BOIFFIN (1984), comme résultant de l'évolution d'un lit de semence ayant un indice des vides structuraux initial de 0,8 et ayant subi une quantité totale de pluies cumulées de 50 mm. Le potentiel de -1 kPa représente le potentiel maximal retenu ; on n'a pas pris en compte le cas où le lit de semence est totalement saturé.

Puisqu'entre le coefficient de diffusion relatif et la porosité de transfert il n'y a pas une relation unique (pour des taux de saturation de la porosité structurale non nuls), il sera nécessaire de prendre, pour un même coefficient de diffusion relatif, des porosités libres à l'air différentes, et vice-versa.

On considérera des fonctions puits à oxygène potentielles (température de 20 °C, concentration en oxygène de 21 p. 100) de moins de $3 \text{ mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$ en l'absence de résidus de récolte et de 5 à $10 \text{ mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$ en présence de résidus de récolte, dans le lit de semence et dans la couche labourée sous-jacente.

La température variera entre 5 et 10 °C pour la température minimale et entre 10 et 20 °C pour la température maximale.

On ne prendra en compte, ni les variations du coefficient de diffusion en fonction de la température, négligeables face à celles de la fonction puits, ni les variations du coefficient de diffusion en fonction de la pression atmosphérique.

V. DÉFINITION DES SITUATIONS CRITIQUES

En fonction de la concentration en oxygène, la vitesse de consommation d'oxygène par la semence varie. Si l'on pouvait définir, comme pour l'eau (BRUCKLER, 1983), les besoins en oxygène de la semence pour que la germination ait lieu en terme de quantité d'oxygène à absorber, alors, à partir de la relation entre la concentration en oxygène et la vitesse de consommation d'oxygène, on calculerait les flux d'oxygène pénétrant dans la semence, la quantité cumulée d'oxygène absorbée et ainsi, on pourrait prévoir le temps de germination. Mais, ne pouvant traduire le stade « germination » par une quantité donnée d'oxygène (RICHARD 1988), on ne peut définir les situations critiques vis-à-vis de la germination qu'à partir de relations de références entre la concentration en oxygène au niveau de la semence et le comportement en germination.

La figure 5 présente les cinétiques de germination pour différentes concentrations en oxygène obtenues selon le protocole de RICHARD (1988). Il apparaît que la concentration devient limitante aux alentours de 10 p. 100 : on observe alors une augmentation du temps de germination et une légère diminution du taux de germination. A 1 p. 100 la germination est pratiquement inhibée. Ces résultats sont en accord avec ceux de PERRY & HARRISON (1974) sur un autre lot de semences.

Les valeurs de références de comportement en germination, fixées à 10 p. 100 et 1 p. 100, ont été déterminées expérimentalement en maintenant une concentration en oxygène et une température constantes au cours du temps. Or dans un lit de semence, la concentration en oxygène initialement de 21 p. 100 au niveau de la

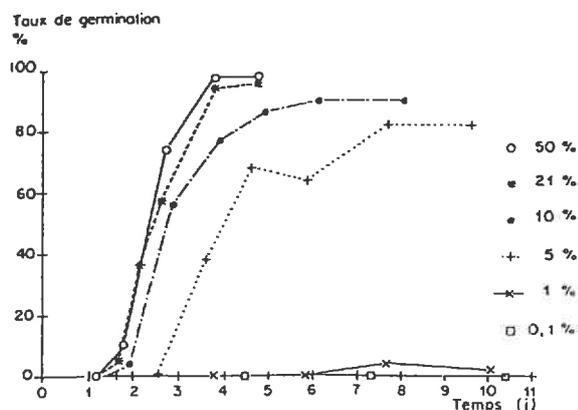


Figure 5

Germination des semences de betterave sucrière en fonction de la concentration en oxygène, à 20 °C dans des conditions optimales d'imbibition (RICHARD, 1988).

Sugar beet seed germination according to oxygen concentration at 20 °C in optimal water conditions (RICHARD, 1988).

semence va, au cours du temps, varier en fonction de l'état initial du lit de semence et des conditions climatiques. Mais, on ne connaît pas *a priori* les conséquences, sur le comportement ultérieur de la semence, d'un séjour momentané en hypoxie. Ces conséquences doivent en plus dépendre de la température, comme c'est le cas pour les valeurs de référence de comportement en germination qui sont plus faibles à basses températures (JUNTILLA, 1974). On ne peut pas envisager de déterminer expérimentalement ces conséquences de manière exhaustive, et on ne peut donc pas définir avec précision la gamme des situations critiques.

Cependant, la valeur critique de 10 p. 100 de concentration en oxygène peut être considérée comme un seuil maximal puisqu'elle a été déterminée à 20 °C. On considérera qu'à partir du moment où la concentration en oxygène devient inférieure à 10 p. 100, le comportement en germination de la semence de betterave sucrière risque d'être perturbé (ralentissement de la vitesse de germination) ; on surestime ainsi les risques d'apparition de conditions limitantes dans le lit de semence. Il reste à définir un intervalle de temps maximal à la fin duquel la concentration en oxygène doit descendre en dessous de 10 p. 100 pour déclarer que la germination risque d'être affectée. Cet intervalle de temps doit dépendre de la semence, et notamment de la durée de la phase de germination. Le temps nécessaire pour obtenir 50 p. 100 de germination est de 3 jours à 20 °C et de 7 jours à 10 °C (PERRY & HARRISON, 1974 ; RICHARD 1988). Etant donné la faible durée de la phase de germination, on considérera qu'une situation est critique si, partant d'une concentration en oxygène au niveau de la semence de 21 p. 100, celle-ci s'abaisse à moins de 10 p. 100 en moins de 24 heures. Le choix de cet intervalle de temps maximal reste arbitraire, mais il n'est pas inhérent au modèle et il peut être remis en cause au vu de nouvelles données expérimentales.

VI. CONCLUSION

Appliquant les lois physiques de la diffusion, on a défini un système représentatif du fonctionnement du lit de semence en prenant en compte ses caractéristiques spécifiques (croûte de battance), et l'ensemble des paramètres nécessaires pour l'utilisation d'un modèle des transferts gazeux dans le lit de semence en vue de l'étude des conditions d'alimentation en oxygène de la semence de betterave sucrière pendant la germination. Enfin, à partir de données expérimentales ou bibliographiques, on a déterminé les valeurs des paramètres correspondant à des cas-types susceptibles d'être rencontrés dans les conditions du champ cultivé.

Par rapport aux travaux antérieurs, l'utilisation de techniques numériques de résolution des équations différentielles de transfert permettra de calculer l'évolution au cours du temps du profil de concentration en oxygène dans le lit de semence dans n'importe quelle condition, en tenant compte des variations de la fonction puits avec la concentration en oxygène, et en coordonnées tridimensionnelles.

Une des originalités de ce travail est la prise en compte de la distinction entre le volume poral d'origine textural et structural. On a une meilleure caractérisation du volume gazeux où a lieu la diffusion que par la seule porosité libre à l'air, et on peut ainsi relier de façon plus stable des variables d'états du sol à un coefficient de diffusion. Cette liaison est déterminante si l'on veut fournir à terme à l'agronome une grille d'observation du lit de semence et des couches sous-jacentes pour un diagnostic des conditions d'hypoxie des semences.

Certaines limites de l'approche doivent cependant être soulignées :

— on a négligé, comme dans toute la littérature, les transferts par mass-flow. Or, c'est près de la surface du

sol, où les gradients et les variations de température et de pression sont les plus forts, que les transferts par mass-flow pourraient être importants à considérer ;

— on a considéré que les variations de la fonction puits à oxygène d'origine microbienne selon la concentration d'oxygène ne dépendaient pas de l'état structural, hydrique et organique du milieu. Or, suivant la taille des éléments structuraux, leurs taux de saturation et la répartition de la matière organique au sein de ces éléments, la fonction puits sera plus ou moins sensible : la concentration en oxygène autour des éléments structuraux. La loi de variation de la fonction puits avec la concentration en oxygène ayant été établie pour des agrégats de petite taille, on risque de surestimer la valeur de la fonction puits et donc de sous-estimer les valeurs de concentration en oxygène dans le lit de semence ;

— enfin, les connaissances actuelles sur la possibilité de germination en liaison avec la consommation d'oxygène ne nous permettent pas de prévoir avec précision le comportement en germination de la semence. On apprécie seulement des niveaux de risques de perturbation de la germination.

Ce modèle, malgré ses limites, va cependant nous permettre d'étudier les conditions d'alimentation en oxygène de la semence de betterave sucrière dans la gamme des situations susceptibles d'être rencontrée dans le champ cultivé en tenant compte de l'anisothermie, de l'anisotropie verticale du profil de sol cultivé et de l'anisotropie horizontale de la croûte. C'est donc un outil précieux de planification d'expériences.

Reçu le 1^{er} décembre 1987.

Accepté le 19 avril 1988.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ball B. C., Harris W., Burford J. R., 1981. A laboratory method to measure gas diffusion and flow in soil and other porous materials. *J. Soil Sci.*, 32, 323-333.
- Boiffin J., 1984. *La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies*. Thèse de Docteur Ingénieur. Institut National Agronomique Paris-Grignon. Paris, 320 p.
- Boone F. R., Van der Werf H. M. G., Kroesbergen B., Ten Hag B. A., Boers A., 1986. The effect of compaction of the arable layer in sandy soils on the growth of maize silage. 1. Critical matric water potentials in relation to soil aeration and mechanical impedance. *Neth. J. agric. Sci.*, 34, 155-171.
- Bouaziz A., 1987. *Implantation d'un peuplement de blé tendre en conditions sèches. Analyse physique et modélisation*. Thèse de Docteur ès Sciences. Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II. Rabat (Maroc), 101 p.
- Bridge B. J., Rixon A. J., 1976. Oxygen uptake and respiratory quotient of field soil cores in relation to their air-filled space. *J. Soil Sci.*, 27, 279-286.
- Brown N. J., Fountaine E. R., Holden M. R., 1965. The oxygen requirement of crop roots and soils under near field conditions. *J. Agric. Sci.*, 64, 195-203.
- Bruckler L., 1983. Rôle des propriétés physiques du lit de semence sur l'imbibition et la germination. 1. Elaboration d'un modèle du système « terre-graine ». *Agronomie*, 3, 213-222.
- Bruckler L., Ball B. C., Renault P., 1988. Laboratory estimation of gas diffusion coefficient and effective porosity in soils. *Soil Science* (sous presse).
- Clifford S. M., Hillel D., 1986. Knudsen diffusion : the effect of small pore size and low gas pressure on gaseous transport in soil. *Soil Sci.*, 141, 289-297.
- Currie J. A., 1962. The importance of aeration in providing the right conditions for plant growth. *J. Sci. Food Agric.*, 13, 380-385.
- Currie J. A., 1984. Gas diffusion through soil crumbs : the effect of compaction and wetting. *J. Soil Sci.*, 35, 1-10.
- Dexter A. R., Radke J. K., Hewitt J. S., 1983. Structure of a tilled soil as influenced by tillage, wheat cropping, and rainfall. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, 570-575.
- Glinski J., Stepniewski W., 1985. *Soil aeration and its role for plants*. CRC Press Boca Raton Florida, 217 p.
- Grabble A. R., Siemer E. G., 1968. Effects of bulk density, aggregate size, and soil water suction on oxygen diffusion, redox potentials, and elongation of corn roots. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 32, 180-186.
- Greenwood D. J., 1961. The effect of oxygen concentration on the decomposition of organic materials in soil. *Plant Soil*, 14, 360-376.
- Guérif J., 1986. Modification de la répartition et de l'évolution de matières organiques par la simplification du travail du sol : conséquences sur quelques propriétés physiques, 63-88. In *Les rotations céréalières intensives. Dix années d'études concertées INRA-ONIC-ITCF 1973-1983*. INRA, Paris, 481 p.
- Howard P. J. A., Howard D. M., 1979. Respiration of decomposing litter in relation to temperature and moisture. *Oikos*, 33, 457-465.
- Icw Wageningen, 1975. Annual Report « Medeling 153 », 54-55 (en hollandais).
- Jaynes D. B., Rogowski A. S., 1983. Applicability of Fick's law to gas diffusion. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47, 435-430.
- Juntilla O., 1974. Effects of low oxygen concentration on the germination of *Syringa* seeds. *Z. Pflanzenphysiol.*, 74, 168-171.

- Lyda S. D., Robinson G. D., 1969. Soil respiratory activity and organic matter depletion in an arid Nevada soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 33, 92-94.
- Papendick R. I., Runkles J. R., 1965. Transient-state oxygen diffusion in soil : I. The case when rate of oxygen consumption is constant. *Soil Sci.*, 100, 251-261.
- Parr J. F., Reuszer H. W., 1959. Organic matter decomposition as influenced by oxygen level and method of application to soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 23, 214-216.
- Perry D. A., Harrison J. G., 1974. Studies on the sensitivity of monogerm sugar beet germination to water. *Ann. appl. Biol.*, 77, 51-60.
- Pradet A., Raymond P., 1983. Adenine nucleotide ratios and adenylate energy charge in energy metabolism. *Ann. Rev. Plant Physiol.*, 34, 199-224.
- Richard G., Guérif J., 1988. Modélisation des transferts gazeux dans le lit de semence : application au diagnostic des conditions d'hypoxie des semences de betterave sucrière (*Beta vulgaris* L.) pendant la germination. II. — Résultats des simulations. *Agronomie*, 8 (7).
- Richard G., 1988. *La germination des semences de betterave sucrière (Beta vulgaris L.) en conditions d'hypoxie : modélisation, contribution à un diagnostic au champ*. Thèse de Docteur-Ingénieur. Institut National Agronomique Paris-Grignon, Paris, 103 p.
- Ross D. J., Cairns A., 1978. Influence of temperature on biochemical processes in some soils from tussock grasslands. 1. Respiratory activity. *N. Z. J. Sci.*, 21, 581-589.
- Stengel P., 1979. Utilisation de l'analyse des systèmes de porosité pour la caractérisation de l'état physique du sol *in situ*. *Ann. agron.*, 30, 27-51.
- Stengel P., 1986. Simplification du travail du sol en rotation céréalière : conséquences physiques, 15-44. In *Les rotations céréalières intensives. Dix années d'études concertées INRA-ONIC-ITCF 1973-1983*. INRA, Paris, 481 p.
- Stepniewski W., 1981. Oxygen diffusion and strength as related to soil compaction. 2. Oxygen diffusion coefficient. *Pol. J. Soil Sci.*, 14, 3-13.

Modélisation des transferts gazeux dans le lit de semence : application au diagnostic des conditions d'hypoxie des semences de betterave sucrière (*Beta vulgaris* L.) pendant la germination. II. Résultats des simulations

Guy RICHARD & Jérôme GUÉRIF

I.N.R.A. Station de Science du Sol, Centre de Recherches d'Avignon, Domaine Saint-Paul, B.P. 91, F84140 Montfavet

RÉSUMÉ

Un modèle de transferts gazeux dans les couches de sol cultivé appliqué à l'étude des conditions d'hypoxie des semences de betterave sucrière a été proposé par les auteurs dans un article précédent (RICHARD & GUÉRIF, 1988). Ce modèle est ici appliqué à un profil avec ou sans croûte de battance et pour différentes caractéristiques physiques de la croûte. En dehors d'un lit de semence quasiment saturé, le risque d'apparition de conditions hypoxiques dans le lit de semence est lié à la formation d'une croûte de battance et à la présence d'une forte activité microbienne au sein du profil. L'activité microbienne étant fortement dépendante de la température, la concentration en oxygène ne risque d'être limitante qu'à certaines périodes de la journée. L'influence des caractéristiques structurales et hydriques du lit de semence et des couches sous-jacentes est discuté suivant que la croûte de battance est saturée, ou désaturée ou fissurée.

Mots clés additionnels : *Aération, concentration en oxygène, coefficient de diffusion, porosité libre à l'air, respiration microbienne du sol, croûte de battance.*

SUMMARY

Modeling gas transfer in seed beds : diagnosis of hypoxia conditions for sugar beet seed (Beta vulgaris L.) during germination. II. Results of simulations.

A model of gas transfer in cultivated soil layers, intended for the study of hypoxia conditions for sugar beet seeds, was presented in an earlier paper (RICHARD & GUÉRIF, 1988). This model was applied to a profile with or without surface crusting and for different characteristics of the crust. Neglecting the case where the seed bed is quasi-saturated, it appeared that the oxygen concentration became limiting in the seed bed only if a crust formed at the surface and for high microbial respiration. Soil microbial respiration, greatly depends on temperature and oxygen concentration may be limiting only during short periods in the day ; the consequences on the germination are not known. The role of the structural and water potential characteristics of the profile are discussed either for a saturated, unsaturated or cracked crust.

Additional key words : *Aeration, oxygen concentration, gas diffusion, air-filled porosity, soil microbial respiration, crust.*

I. INTRODUCTION

Dans un article précédent (RICHARD & GUÉRIF, 1988), les auteurs ont proposé un modèle de transferts gazeux dans les couches de surface des sols cultivés fondé sur les lois de diffusion gazeuse (lois de FICK).

Une stratification horizontale du profil est proposée. Chaque strate — croûte de battance, lit de semence et couches sous-jacentes — est définie par ses paramètres de transfert en fonction de ses variables d'états. La fonction puits à oxygène « semence » est négligée par rapport à la fonction puits à oxygène « biomasse », qui

fait, elle, partie intégrante du modèle. Il s'agit maintenant, à partir de simulations, de mettre en évidence les caractéristiques du profil qui risquent d'entraîner une perturbation de la germination de la semence de betterave sucrière par une limitation de son alimentation en oxygène ; une situation est considérée comme critique si, partant d'une concentration en oxygène au niveau de la semence de 21 p. 100, celle-ci s'abaisse à moins de 10 p. 100 en moins de 24 heures.

II. DÉMARCHE ADOPTÉE ET OUTILS MATHÉMATIQUES UTILISÉS

On simule l'évolution possible de l'état structural et hydrique du profil en considérant successivement : l'absence d'une croûte de battance à la surface du profil, la présence d'une croûte de battance continue et saturée, puis le dessèchement de cette croûte qui est alors désaturée et/ou fissurée.

On commence par hiérarchiser les situations à partir d'une analyse en régime permanent à température constante, et avec une fonction puits indépendante de la concentration en oxygène. On obtient alors la gamme extrême de situations à risques. On étudie ensuite ces situations de façon plus précise en régime transitoire, en tenant compte des variations de la fonction puits à oxygène avec la concentration en oxygène et la température.

En dehors des situations pour lesquelles il existe une solution analytique simple (régime permanent, géométrie monodimensionnelle et fonction puits à oxygène constante), on utilise un logiciel de résolution numérique des systèmes d'équations différentielles ordinaires et/ou aux dérivées partielles (logiciel « FOR-SIM », CARVER *et al.*, 1979 ; LAFOLIE & CHAHUNEAU, 1985). La méthode employée est la méthode dite « des lignes » associée à une discrétisation de l'espace par différences finies.

La structure du profil adoptée est rappelée sur la figure 1. Les symboles utilisés sont présentés dans le tableau 1. Dans la suite du texte, l'indice i relatif à D_i , N_i

TABLEAU I
Symboles utilisés.
Symbols used.

x	profondeur (cm)
r	rayon (cm)
t	temps (h)
T	température (°C)
C	concentration en oxygène (%)
P	fonction puits à oxygène ($\text{mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$)
Q	consommation d'oxygène ou flux d'oxygène ($\text{mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$)
D	coefficient de diffusion apparent de l'oxygène dans le sol ($\text{cm}^2 \cdot \text{h}^{-1}$)
D/D_0	coefficient de diffusion relatif du sol (sans dimension)
N	porosité de transfert (%)
N_a	porosité libre à l'air (%)
e	épaisseur de la croûte (cm)
p	profondeur du lit de semence (cm)
ps	profondeur de semis (cm)
L	profondeur de la couche labourée (cm)
$2.R$	maille de fissuration (cm)

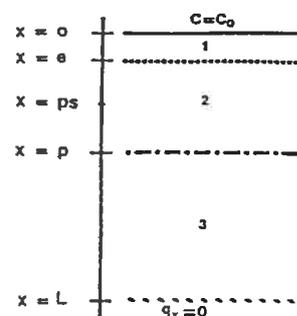


Figure 1

Présentation de la structure multicouche du profil.

1 : croûte de battance.

2 : lit de semence.

3 : couche labourée non remaniée.

Presentation of the multilayer structure of the profile.

1 : crust.

2 : seed bed.

3 : ploughed layer.

et P_i fera référence au numéro de la couche correspondante définie sur la figure 1. L'indice 0 représente le milieu « air » ; on a $D_0 = 720 \text{ cm}^2 \cdot \text{h}^{-1}$ et $C_0 = 21 \text{ p. 100}$.

III. RÉSULTATS DES SIMULATIONS

A. Profil sans croûte de battance

On doit résoudre les équations de diffusion (loi FICK et équation de conservation de masse) appliquées aux couches 2 et 3, donc le système d'équations suivantes

$$N_2 \cdot \partial C / \partial t = D_2 \cdot \partial^2 C / \partial x^2 - P_2 \quad \text{pour } 0 \leq x \leq p$$

$$N_3 \cdot \partial C / \partial t = D_3 \cdot \partial^2 C / \partial x^2 - P_3 \quad \text{pour } p \leq x \leq L$$

$$\text{avec } C_x(t=0) = C_0 ; C_x(x=0) = C_0$$

$$\text{et } q_x(x=L) = 0$$

La solution dans le lit de semence, en régime permanent et avec une fonction puits constante, est :

$$C - C_0 = \frac{(P_2 / (2 \cdot D_2)) \cdot x^2}{- ((P_3 \cdot (L - p) + P_2 \cdot p) / D_2) \cdot x}$$

Il apparaît que la concentration d'oxygène à l'équilibre libre à une profondeur donnée du lit de semence est indépendante du coefficient de diffusion relatif

couches sous-jacentes (D_3), ainsi que de la porosité libre à l'air de l'ensemble du profil (N_2 et N_3) (si ce n'est au travers de la relation entre le coefficient de diffusion et la porosité libre à l'air). On peut alors ne considérer que la partie supérieure du profil : on réduit le système à une seule couche, dont l'épaisseur est déterminée par la profondeur maximale de semis (fixée à $ps = 5$ cm), avec à cette profondeur une condition de flux égal à la consommation d'oxygène des couches sous-jacentes (notée Q).

$$Q = (L - ps) \cdot P_3 \quad (4)$$

ou $Q = (L - ps) \cdot P_2$ en considérant la fonction puits homogène sur tout le profil du sol.

Le profil de concentration en oxygène ne dépend alors que de 3 paramètres : D_2 , P_2 et Q .

La figure 2 présente quelques simulations de profil de concentration d'oxygène dans les 5 premiers centimètres. En comparant respectivement les courbes b, d, f aux courbes c, e, g, il apparaît que le profil de concentration en oxygène est pratiquement indépendant de la fonction puits du lit de semence : l'accumulation de résidus de récolte dans le lit de semence, dans ces conditions, ne présente pas de risque particulier et elle constituerait même une situation plus favorable qu'une répartition homogène des résidus au sein du profil. En effet, ce n'est que pour des situations présentant de très fortes consommations d'oxygène dans les couches sous-jacentes à la semence, associées à un faible coefficient de diffusion du lit de semence (courbe f et g) que la concentration en oxygène se situe en dessous de 10 p. 100 à moins de 5 centimètres de profondeur.

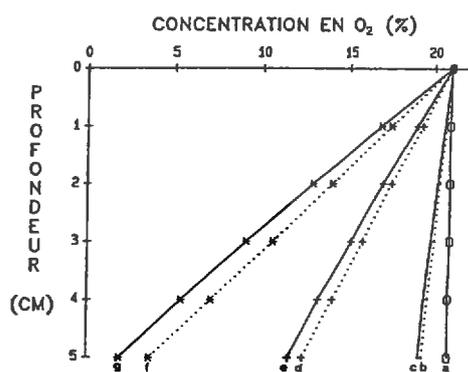


Figure 2
Profils de concentration d'oxygène à l'équilibre, dans un lit de semence sans croûte de battance, en considérant la fonction puits comme indépendante de la concentration d'oxygène.

Oxygen concentration profiles at equilibrium in a seed bed without crust, with P independent of the oxygen concentration.

Caractéristiques des profils simulés (Profile characteristics) :

D_2/D_0	10^{-1}	10^{-1}	10^{-2}	10^{-2}	10^{-2}
Q ($\text{mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$)	25	250	25	125	250
P^2 ($\text{mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$)	1	0 10	0 1	0 5	0 10
	a	b c	b c	d e	f g

Dans ces conditions, l'analyse en régime transitoire avec une fonction puits dépendante de la concentration en oxygène et pour une température constante montre que :

— d'une part, le temps nécessaire pour atteindre la concentration d'oxygène à l'équilibre est faible par rapport au temps moyen de germination qui est de 3 jours à 20 °C pour la betterave sucrière (fig. 3) ;

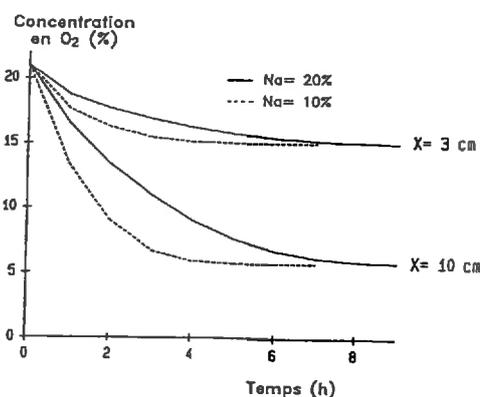


Figure 3
Evolution de la concentration d'oxygène au cours du temps dans un lit de semence sans croûte de battance, en considérant la fonction puits dépendante de la concentration d'oxygène.

Oxygen concentration with time in a seed bed without crust, with P dependent on the oxygen concentration.

Caractéristiques du profil simulé (Profile characteristics) :
 $L = 30$ cm ; $D_2/D_0 = D_3/D_0 = 10^{-2}$; $P_2 = P_3 = 10$ $\text{mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$
 $N_2 = N_3 = N_a$.

— d'autre part, le profil de concentration en oxygène dépend alors du coefficient de diffusion relatif des couches sous-jacentes à la semence (fig. 4). Plus le coefficient de diffusion relatif des couches sous-jacentes à la semence est élevé (courbes b, c, d), plus la consommation d'oxygène par ces couches est élevée et plus la concentration en oxygène des premiers centimètres du lit de semence est réduite ; la concentration en oxygène reste néanmoins supérieure à celle calculée dans la situation où on ne prend pas en compte la variation de la fonction puits avec la concentration en oxygène (courbe a). Aussi, même dans le cas d'un profil avec un coefficient de diffusion relatif faible dans les 5 premiers centimètres, fort au-delà, et une forte fonction puits dans tout le profil (courbe b), la concentration en oxygène n'atteint 10 p. 100 qu'entre 4 et 5 centimètres de profondeur. Dès que la température est inférieure à 20 °C, la concentration en oxygène des 5 premiers centimètres du lit de semence reste supérieure à 10 p. 100.

En l'absence d'une croûte de battance, pour la gamme de variation des différents paramètres que l'on s'est fixée, la concentration en oxygène ne risque donc pas de descendre en dessous de 10 p. 100 au niveau de la semence. Il est à noter que cette gamme ne prend pas en compte les valeurs très faibles de coefficient de diffusion relatif du lit de semence qui correspondent à la satura-

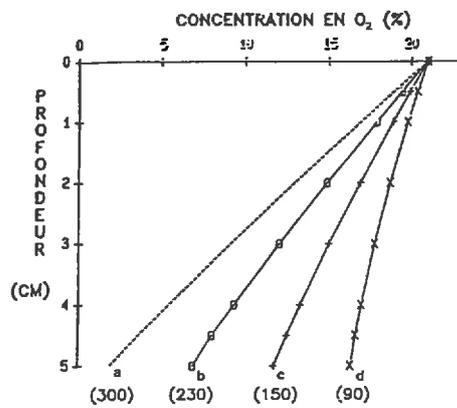


Figure 4

Profils de concentration d'oxygène à l'équilibre dans un lit de semence sans croûte de battance en fonction du coefficient de diffusion relatif de la couche labourée sous-jacente, en considérant la fonction puits dépendante de la concentration d'oxygène.

Relationships between oxygen concentration profiles at equilibrium in a seed bed without crust and the diffusivity of the ploughed layer under the seed bed, with P dependent on the oxygen concentration.

Caractéristiques du profil simulé (Profile characteristics):
 $L = 30$ cm; $p = 5$ cm; $D_2/D_0 = 10^{-2}$; $P_2 = P_3 = 10$ mm³·h⁻¹·cm⁻³.
 (.) : consommation totale d'oxygène dans le profil.

(.) : total oxygen uptake by the profile.

a : P est indépendant de la concentration en oxygène.

a : P is not dependent on the oxygen concentration.

b : $D_3/D_0 = 10^{-1}$.

c : $D_3/D_0 = 10^{-2}$.

d : $D_3/D_0 = 10^{-3}$.

tion ; dans ce cas, la concentration en oxygène devient limitante du fait de la seule fonction puits « semence ».

On remarquera qu'en l'absence d'une croûte de battance, un profil *a priori* favorable, caractérisé par une porosité structurale libre à l'air élevée dans la couche labourée et une répartition homogène de la matière organique, est en fait, la situation qui risque d'entraîner les concentrations en oxygène les plus faibles dans le lit de semence. Par contre, si les couches sous-jacentes à la semence sont saturées, la concentration en oxygène au niveau de la semence reste proche de 21 p. 100.

B. Profil avec une croûte de battance continue et saturée

1. Régime permanent avec une fonction puits constante

De la même manière que l'on a obtenu l'équation (3), si l'on néglige la fonction puits de la croûte, la concentration en oxygène à la base de la croûte est donnée par l'équation suivante :

$$C(x = e) = C_0 - (Q/D_1) \cdot e \quad (5)$$

Le flux maximum d'oxygène pouvant traverser la croûte est alors :

$$Q_{\max} = C_0 \cdot D_1/e \quad (6)$$

En considérant le coefficient de diffusion relatif le plus élevé pour la croûte saturée, c'est-à-dire égal à celui dans l'eau ($3,3 \cdot 10^{-6}$), et une épaisseur de la croûte faible (0,05 cm), le flux maximum d'oxygène pouvant traverser la croûte est de 10 mm³·h⁻¹·cm⁻² : il correspond à

des fonctions puits inférieures à $0,5$ mm³·h⁻¹·cm⁻³ : 20 à 30 cm de profil. Une fonction puits, même fait dans le profil entraîne une concentration en oxygène nulle sous la croûte saturée : le flux maximal pour traverser la croûte est alors négligeable devant consommation d'oxygène dans le profil et le système peut être considéré comme confiné.

2. Ordre de grandeur des fonctions puits « critiques »

Sachant que le système peut être considéré comme confiné pour de faibles fonctions puits, on peut utiliser le modèle pour estimer la valeur des paramètres caractéristiques d'une situation critique.

TABLEAU 2

Fonctions puits à oxygène telles que la concentration en oxygène sous croûte saturée s'abaisse de 21 à 10 % en 24 heures en fonction de porosité libre à l'air (N_a). La température est supposée constante. P values inducing an oxygen concentration of 10 % under the crust 24 h, according to different values of air-filled porosity (N_a). Temperature is constant.

N_a	P		
	a	b	c
10 %	0,5	0,6	
20 %	0,9	1,1	1,0
30 %	1,4	1,5	1,4
40 %	1,8	2,0	

a : selon la relation (7) (le système est considéré comme confiné et est indépendant de la concentration d'oxygène).

b, c et d : à partir de simulations avec P dépendant de la concentration d'oxygène.

a : according to relation (7) (the system is confined and P is dependent on the oxygen concentration).

b, c et d : simulation with P dependent on the oxygen concentration.

Caractéristiques du profil simulé (Profile characteristics):

$L = 30$ cm; $D_1/D_0 = 3,3 \cdot 10^{-6}$; $N_1 = 3$ %; $P_1 = 0$.

$D_2/D_0 = D_3/D_0 = 10^{-1}$; $N_2 = N_3 = N_a$; $P_2 = P_3 = P$

mm³·h⁻¹·cm⁻³.

b : $e = 0,05$ cm.

c : $e = 0,2$ cm.

d : $e = 0,2$ cm et $D_2/D_0 = D_3/D_0 = 10^{-2}$.

Le tableau 2 présente les fonctions puits dites « critiques », c'est-à-dire celles entraînant en 24 heures une concentration en oxygène inférieure à 10 p. 100 pour une concentration en oxygène initiale de 21 p. 100 dans tout le profil. Il apparaît que le paramètre important à considérer est la porosité libre à l'air ; l'épaisseur de la croûte et le coefficient de diffusion relatif au sein du profil ne modifient pas le niveau de la fonction puits critique (colonnes b, c, d). On a présenté (colonne a) un cas simplifié où l'on considère que la concentration en oxygène ne reflète que le bilan local entre le stock initial d'oxygène et la consommation d'oxygène au cours du temps (avec P indépendant de C), ce qui peut se traduire par l'équation suivante :

$$C = C_0 - (P \cdot t) \cdot N_a$$

Il apparaît que cette équation simple suffit à rendre compte des fonctions puits critiques, dans le cas d'une porosité homogène dans le profil et d'une concentration en oxygène initiale uniforme dans le profil.

En considérant une concentration en oxygène initiale homogène de 21 p. 100 dans tout le profil, on surestime les fonctions puits à oxygène critiques. En effet, en conditions réelles, un gradient de concentration en oxygène préexiste au sein du profil quand la croûte apparaît.

TABLEAU 3

Fonctions puits à oxygène telles que la concentration en oxygène, à 3 cm de profondeur dans un lit de semence avec une croûte saturée, soit inférieure à 10 % en moins de 24 heures, en fonction des conditions initiales et de la diffusivité de la couche labourée (D_3/D_0).

P values inducing an oxygen concentration of 10 % at 3 cm depth in 24 h, according to different initial conditions and diffusivity of the ploughed layer under seed bed (D_3/D_0) in a seed bed with a saturated crust.

D_3/D_0	N_3	P		
		a	b	
10^{-1}	20 %	1,0	0,9	i
10^{-1}	30 %	1,5	1,2	j
10^{-2}	20 %	1,0	0,7	k
10^{-3}	20 %	1,0	0,6	l

Les conditions initiales sont :

a : $C_x = C_0$ dans tout le profil.

b : C_x est égale à la concentration d'oxygène à l'équilibre obtenue avant l'apparition de la croûte.

Initial conditions are :

a : $C_x = C_0$ in the whole profile.

b : C_x is equal to the oxygen concentration at equilibrium before crust formation.

Caractéristiques du profil simulé (Profile characteristics) :

$L = 30$ cm ; $p = 5$ cm ; $e = 0,1$ cm ; $D_1/D_0 = 3,3 \cdot 10^{-6}$; $N_1 = 3$ % ; $P_1 = 0$.

$D_2/D_0 = 10^{-2}$; $N_2 = 20$ % ; $P_2 = P_3 = P$ (en $\text{mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$).

Le tableau 3 compare les ordres de grandeur de la fonction puits critique pour 2 types de conditions initiales :

— la concentration en oxygène est uniforme et égale à 21 p. 100 dans le profil (colonne a) ;

— le gradient initial de concentration en oxygène au sein du profil est égal à celui à l'équilibre pour les mêmes caractéristiques du profil sans la croûte de battance (colonne b). Ce gradient a été calculé pour différents paramètres de transfert de la couche labourée (lignes i, j, k, l).

Pour ces 2 cas extrêmes de conditions initiales, le niveau de la fonction puits critique varie peu (colonnes a et b), même pour différents coefficients de diffusion relatifs de la couche labourée à une porosité donnée (lignes i, k, l). Plus le coefficient de diffusion relatif de la couche labourée est faible, plus le gradient de concentration au sein du profil est marqué, donc moins le stock d'oxygène est important au moment de l'apparition de la croûte : la fonction puits critique est alors légèrement plus faible. De plus, à un coefficient de diffusion relatif élevé dans la couche labourée correspond, en tendance,

une porosité libre à l'air élevée, donc un niveau de fonction puits critique plus élevé (lignes i et j).

Donc, en présence d'une croûte saturée, la concentration en oxygène dans le lit de semence dépend essentiellement du niveau de la fonction puits et de la porosité libre à l'air, et du coefficient de diffusion relatif du profil qui détermine le profil de concentration au moment de l'apparition de la croûte. La concentration en oxygène dans le lit de semence est inférieure à 10 p. 100 en moins de 24 heures pour des fonctions puits à oxygène potentielles faibles à moyennes (inférieures à $2 \text{ mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$) dans une large gamme de porosité structurale libre à l'air.

3. Effet de la température

A 20 °C, les fonctions puits critiques sont faibles à moyennes (inférieures à $2 \text{ mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$). Le problème est de savoir comment varie ce niveau de fonction puits critique avec la température.

On ne va pas prendre en compte le gradient thermique au sein du profil, le déphasage et l'amortissement des variations thermiques avec la profondeur ; sinon, il serait alors nécessaire de réaliser un couplage des transferts thermiques et gazeux, ce qui n'est pas notre objectif dans ce travail. La relation (7) suffit à rendre compte de l'évolution de la concentration en oxygène sous une croûte de battance saturée. A partir de cette relation, on va seulement chercher à estimer le niveau de la fonction puits critique potentielle du sol pour différents régimes thermiques. On a simplifié alors encore plus le modèle en considérant une variation linéaire de la température au cours de la journée.

On définit :

— P_{ref} la fonction puits telle qu'en 24 heures, la concentration en oxygène soit inférieure à 10 p. 100 si la température est constante et égale à 20 °C. P_{ref} est calculée à partir de la relation (7).

— P la fonction puits potentielle du sol (mesurée à 20 °C et dans 21 p. 100 d'oxygène) telle que, compte tenu des conditions d'anisothermie, la concentration en oxygène soit inférieure à 10 p. 100 en moins de 24 heures.

— P_j la fonction puits réelle du profil au temps j.

— T_j la température du sol au temps j.

On a d'après la loi du Q_{10} (RICHARD & GUÉRIF, 1988) :

$$P_j = P \cdot (Q_{10})^{(T_j - 20)/10} \quad (8)$$

Si on considère une variation linéaire de la température journalière entre le minimum (T_{min}) et le maximum (T_{max}), on obtient :

$$T_j = T_{min} + (j-1) \cdot (T_{max} - T_{min})/11 \quad (9)$$

j étant l'indice horaire compris entre 1 et 12.

Compte tenu des variations de température, la concentration en oxygène devient inférieure à 10 p. 100 en 24 heures si :

$$2 \sum_{j=1}^{12} P_j = 24 \cdot P_{ref} \quad (10)$$

On obtient alors, à partir des équations (8, 9, 10) :

$$12 \cdot P_{ref} = P \cdot ((Q_{10})^{(T_{min}-20)/10}) \cdot \sum_{j=1}^{12} ((Q_{10})^{(T_{max}-T_{min})/110}) \cdot (j-1) \quad (11)$$

soit
$$P = P_{ref} \cdot K(T_{min}, T_{max}) \quad (12)$$

Au vu des valeurs de K données par le tableau 4, la température apparaît déterminante vis-à-vis du risque d'apparition d'une concentration limitante dans le lit de semence. En effet, si la température journalière n'excède pas 15 °C, les fonctions puits critiques sont d'un ordre de grandeur triple de ceux présentés dans les tableaux 2 et 3. Dans ces conditions, si la porosité libre à l'air est inférieure à 20 p. 100, la situation devient critique pour des fonctions puits à oxygène potentielles de l'ordre de $3 \text{ mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$ qui correspondent à l'activité biologique maximale d'un sol sans résidus de récolte ; si la porosité libre à l'air est supérieure à 20 p. 100, la situation ne devient critique que si le sol contient des résidus de récolte.

Sous une croûte de battance saturée et continue, il apparaît donc que le risque que la concentration en oxygène ne devienne limitante en 24 heures est étroitement lié à la température et à la présence de résidus de récolte.

C. Profil avec une croûte de battance désaturée et/ou fissurée

La température et l'ETP sont corrélées et une température élevée accroît la probabilité que la croûte se désature ou se fissure en l'absence de nouvelles pluies. On ne va pas chercher à estimer cette probabilité en fonction des conditions climatiques ; on ne présente que les conséquences d'une désaturation ou d'une fissuration de la croûte sur l'évolution ultérieure de la concentration en oxygène dans le lit de semence.

On choisit comme condition initiale une concentration en oxygène uniforme de 10 p. 100 dans tout le profil. Cette concentration est supposée avoir été atteinte pendant que la croûte était saturée. On peut

considérer que la concentration en oxygène initiale homogène sur tout le profil car, en présence d'une croûte saturée, le gradient de concentration en oxygène au sein du profil est pratiquement nul quelques heures seulement après l'apparition de la croûte. On recherche alors les conditions pour lesquelles la concentration en oxygène au niveau de la semence reste dessous de 10 p. 100, malgré l'évolution de la croûte. On se fixe 3 niveaux de fonction puits : moyen ($2,5 \text{ mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$), fort ($5 \text{ mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$) ou très fort ($10 \text{ mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$).

1. Cas d'une croûte de battance désaturée

La figure 5 montre que :

— le système ne peut plus être considéré comme équivalent à un système confiné, sauf pour un coefficient de diffusion relatif de la croûte très faible (courbes g). Dans ce cas, la concentration en oxygène diminue très en deçà de 10 p. 100 ;

— si le coefficient de diffusion relatif de la croûte est supérieur à 10^{-3} , la concentration en oxygène au niveau de la semence, même pour une très forte fonction puits, se stabilise rapidement vers 15 p. 100 (courbe a) ;

— pour des coefficients de diffusion relatifs de la croûte intermédiaire, de l'ordre de 10^{-4} , des fonctions puits de $2,5$ à $5 \text{ mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$ maintiennent la concentration en oxygène sous la croûte inférieure à 10 p. 100, suivant l'épaisseur de la croûte (courbes l d) et le coefficient de diffusion relatif du profil (courbes e).

Donc, une fois la croûte désaturée, la concentration en oxygène ne reste limitante que si la diffusivité de la croûte est faible (inférieure à 10^{-4}) et pour des fonctions puits potentielles minimales de $2,5$ à $5 \text{ mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$. De la même manière que pour un profil sans croûte de battance, le niveau de fonction puits critique dépend alors du coefficient de diffusion relatif du profil.

2. Cas d'une croûte de battance fissurée

Le dessèchement peut aussi entraîner une fissuration de la croûte dont la discontinuité risque de modifier considérablement ses propriétés de transfert.

TABLEAU 4

Variations du coefficient K (relation (12)) en fonction de la température minimale (T_{min}) et de la température maximale (T_{max}) pour différentes valeurs de Q_{10} .

Variation of the coefficient K (relation (12)) according to minimal temperature (T_{min}) and maximal temperature (T_{max}) for different Q_{10} values

T_{min}	10			15			20		
	Q_{10}	2	3	5	2	3	5	2	3
5		2,4	3,9	<u>7,0</u>	1,9	<u>2,9</u>	<u>4,4</u>	<u>1,6</u>	<u>2,0</u>
10					1,7	<u>2,3</u>	<u>3,2</u>	<u>1,4</u>	<u>1,6</u>

Les valeurs soulignées correspondent aux valeurs probables du Q_{10} compte tenu de la gamme de température (d'après ROSS & CAIRNS, 1978). Underlined values correspond to probable values of Q_{10} (according to ROSS & CAIRNS, 1978).

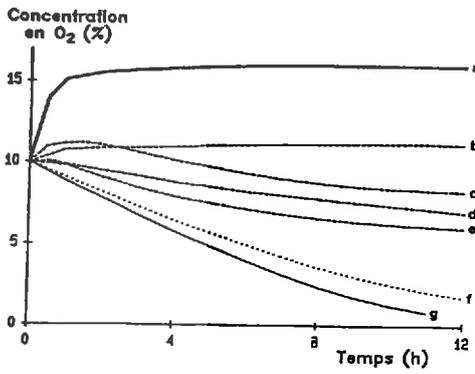


Figure 5 Evolution de la concentration en oxygène au cours du temps à 3 cm de profondeur sous une croûte désaturée, en considérant la fonction puits dépendante de la concentration d'oxygène.

Oxygen concentration with time at 3 cm depth under a desaturated crust, with P dependent on the oxygen concentration.

Caractéristiques du profil simulé (Profile characteristics) :
 $L = 30$ cm ; $e = 0,1$ cm ; $N_1 = 3$ % ; $N_2 = N_3 = 20$ %
 $D_2/D_0 = D_3/D_0 = D/D_0$; $P_2 = P_3 = P$.

	a	b	c	d	e	f	g
D_1/D_0	10^{-3}	10^{-4}	10^{-4}	10^{-4}	10^{-4}	10^{-5}	0
P	10	2,5	5	2,5	5	2,5	2,5
D/D_0	10^{-1}	10^{-1}	10^{-2}	10^{-1}	10^{-1}	10^{-1}	10^{-1}
e	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1

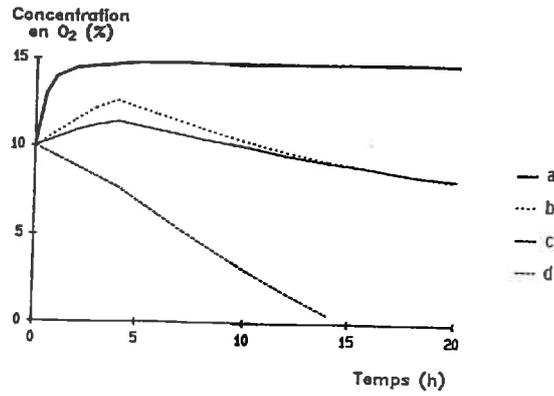


Figure 6 Evolution de la concentration d'oxygène au cours du temps à 3 cm de profondeur sous une croûte fissurée en considérant la fonction puits indépendante de la concentration en oxygène ($r = 0$).

Oxygen concentration with time at 3 cm depth in a seed bed with a cracked crust, with P independent of the oxygen concentration ($r = 0$).

Caractéristiques du profil simulé (Profile characteristics) :
 $L = 30$ cm ; $e = 0,2$ cm ; $N_2 = N_3 = 20$ %
 $D_2/D_0 = D_3/D_0 = D/D_0$; $P_2 = P_3 = P$.

	a	b	c	d
D/D_0	10^{-1}	10^{-2}	10^{-2}	10^{-2}
P	10	5	2,5	5
R	10	5	10	10

On a simplifié le phénomène en considérant une situation extrême, compte tenu des résultats pour une croûte saturée : on suppose la croûte saturée entre les fissures et on néglige le flux d'oxygène qui la traverse. On impose donc à la surface du volume de sol, que l'on a assimilé à un cylindre dans ces conditions (RICHARD & GUÉRIF, 1988), une condition de flux nul : $q_x(x = 0) = 0$.

D'après P. STENGEL (communication personnelle), la maille maximale de fissuration serait comprise entre 5 et 10 cm compte tenu de la faible épaisseur des croûtes considérées.

A partir d'une situation initiale de concentration en oxygène égale à 10 p. 100 dans tout le profil et en considérant la fonction puits comme indépendante de la concentration en oxygène, ce qui évite de prendre en compte le coefficient de diffusion de la couche labourée, la figure 6 montre que :

— si le coefficient de diffusion relatif du lit de semence est fort, même pour une fonction puits très forte, la concentration en oxygène reste supérieure à 10 p. 100 (courbe a) ;

— si le coefficient de diffusion relatif du lit de semence est faible (10^{-2}), des fonctions puits potentielles de 2,5 à $5 \text{ mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$ tendent à maintenir la concentration en oxygène inférieure à 10 p. 100 suivant la maille de fissuration (courbes b, c, d). Mais, compte tenu de la situation initiale considérée, la concentration en oxygène ne reste inférieure à 10 p. 100 que pour une maille de fissuration de 20 cm et une fonction puits forte de $5 \text{ mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$ (courbe d). Cette valeur de fonction puits critique ne représente en plus qu'une valeur mini-

male puisque l'on n'a pas pris en compte la variation de la fonction puits avec la concentration en oxygène.

Si la croûte se fissure, même si elle est toujours saturée entre les fissures, sauf pour un faible coefficient de diffusion relatif dans le lit de semence et une forte consommation d'oxygène par le profil, la concentration en oxygène n'est plus limitante.

3. Effet de la température

Que la croûte soit désaturée ou fissurée, la fonction puits critique est forte, de l'ordre de $5 \text{ mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$ si la température est constante et de 20°C . Si la température est de 10°C , une fonction puits potentielle forte de $5 \text{ mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$ ne représente qu'une fonction puits réelle de moins de $2 \text{ mm}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{cm}^{-3}$, insuffisante dans la plupart des situations pour maintenir la concentration en oxygène inférieure à 10 p. 100. Vu la rapidité avec laquelle les régimes d'équilibre sont atteints, la concentration en oxygène ne sera donc inférieure à 10 p. 100 qu'à certains moments de la journée. Le problème est alors de savoir si de courtes périodes d'hypoxie sont susceptibles de modifier le comportement en germination de la semence.

IV. CONCLUSION

Il apparaît donc que la concentration en oxygène des premiers centimètres du lit de semence, en dehors du cas où celui-ci est quasiment saturé, ne devient critique

qu'après la formation d'une croûte de battance et, dans la plupart des situations, pour de fortes activités microbiennes. Cette dernière condition suppose la présence de résidus de récolte dans le profil et une température relativement élevée (20 °C).

Dans tous les cas, un coefficient de diffusion relatif et/ou une porosité libre à l'air du lit de semence faibles augmentent le risque d'apparition de conditions d'hypoxie des semences. Dans le cas d'une croûte fissurée, un faible coefficient de diffusion relatif du lit de semence est même une condition nécessaire pour que la concentration en oxygène devienne limitante. Ces 2 paramètres dépendent essentiellement du taux de saturation du volume poral d'origine structurale, et donc du régime d'infiltration de l'eau après les pluies et de l'BTP. Un obstacle à l'infiltration de l'eau, comme un lissage lié au travail du sol avant semis, alors associé à une croûte en surface qui limite l'évaporation, apparaît comme un facteur d'augmentation important du risque d'hypoxie.

Cependant, si la croûte se désature ou se fissure, un faible coefficient de diffusion relatif et/ou une faible porosité libre à l'air des couches sous-jacentes à la semence diminuent, contrairement au cas où la croûte est saturée, le risque que la concentration en oxygène ne devienne critique au niveau de la semence. La présence d'un lissage, qui équivaudrait à un plan de flux nul diminue alors le risque d'hypoxie lorsque la croûte n'est plus saturée. Le jugement que l'on peut porter sur les caractéristiques structurales et hydriques d'un profil donné doit donc dépendre de l'évolution de l'état structural et hydrique de la croûte.

On n'a pas pris en compte la fonction puits à oxygène « semence » puisque l'on s'est intéressé ici aux capacités globales de transfert d'oxygène du lit de semence. Cependant, pour de forts potentiels de l'eau (supérieurs à -2 kPa), la germination de la semence de betterave sucrière est inhibée du fait de la formation d'un film d'eau autour de la semence (RENARD, 1974 ; AURA,

1975). La gamme de potentiel critique dépend directement de la concentration en oxygène à l'interface « fi d'eau/air ». Il s'agit donc, dans une étape ultérieure, coupler le modèle présenté à un modèle de diffusion l'oxygène au niveau de la semence, compte tenu de s environnement structural et hydrique : le mod présenté devrait fixer les conditions aux limites système « semence et son environnement immédiat »

Enfin, malgré les hypothèses que nécessite un modèle, et l'impossibilité actuelle de le valider, une telle démarche apparaît intéressante :

— d'une part, pour évaluer les risques d'apparition de conditions d'hypoxie des semences en fonction caractéristiques pédoclimatiques et du régime de restitution organique,

— d'une part, pour établir pour l'agronome une grille d'observations du lit de semence et du profil en vue d'un diagnostic des conditions d'hypoxie des semences. C'est finalement la confrontation entre des états physiques observés et un comportement du végétal, considéré alors comme un révélateur de l'évolution de la concentration en oxygène dans le lit de semence, qui devrait permettre de juger l'intérêt d'une telle démarche. Pour parvenir, on devra préciser nos connaissances sur le comportement de la semence en hypoxie et sur les relations entre « états structural et hydrique du sol » et coefficient de diffusion relatif.

Reçu le 1^{er} décembre 1987.

Accepté le 3 mai 1988.

REMERCIEMENTS

Nous remercions l'Institut de recherche MENNESSON (An le-Château, France) pour avoir soutenu ce travail, F. LAFOLIE pour nous avoir initié à l'utilisation du logiciel « FORSIM » et G. MONNIER et P. STENGEL pour leur soutien scientifique permanent.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Aura E., 1975. Effects of soil moisture on the germination and emergence of sugar beet (*Beta vulgaris* L.). *J. Scient. Agric. Soc. Finl.*, 47, 1-70.

Carver M. B., Stewart D. G., Blair J. M., Selander W. N., 1979. *The FORSIM VI simulation package for the automated solution of arbitrarily defined partial and/or differential equations systems*. Atomic Energy of Canada Limited, Chalk River Nuclear Laboratories, Ontario, 153 p.

Lafolie F., Chahuneau F., 1985. *Le logiciel FORSIM de résolution numérique des systèmes d'équations différentielles ordinaires et/ou aux dérivées partielles*. Laboratoire de Biométrie, I.N.R.A., Jouy-en-Josas, 109 p.

Renard H. A., 1974. Précisions sur les besoins en eau de la betterave (*Beta vulgaris* L.) lors de sa germination. *Inst. Int. Rech. Betterave*, 163-175.

Richard G., Guérif J., 1988. Modélisation des transferts gazeux à l'échelle du lit de semence : application au diagnostic des conditions d'hypoxie des semences de betterave sucrière (*Beta vulgaris* L.) pendant la germination. 1. Présentation du modèle. *Agronomie* 8 (6), 539-544.

Ross D. J., Cairns A., 1978. Influence of temperature on bioherbicide processes in some soils from tussock grasslands. 1. Respiratory activity. *N. Z. J. Sci.*, 21, 581-589.

Effet de l'état structural du lit de semences sur la germination et la levée des cultures

G. RICHARD et J. BOIFFIN

*INRA, Station d'Agronomie de Laon-Péronne
BP 101, 02004 Laon Cedex, France*

RESUME

Dans un contexte pédo-climatique donné, l'état structural du lit de semences influe sur l'ensemble des facteurs et conditions physiques qui contrôlent la germination et la levée des cultures : température, eau, oxygène et obstacles mécaniques à la croissance de la plantule. Les principaux processus à prendre en compte (transferts d'eau et d'oxygène à l'interface sol-semence et au sein du lit de semences, formation d'obstacles mécaniques) et leurs conséquences sont illustrés à travers trois thèmes :

- germination en fonction des conditions d'imbibition
- germination en conditions d'hypoxie
- levée en présence d'obstacles structuraux de surface (motte ou croûte de battance).

Ces études permettent de mieux définir les critères de jugement de la qualité du lit de semences.

INTRODUCTION

Pour la plupart des cultures semées, la phase de germination-levée constitue une étape essentielle de l'élaboration du rendement : sa réussite conditionne l'exploitation des ressources du milieu (énergie lumineuse, eau et éléments nutritifs assimilables au sein du profil cultural) pendant tout le cycle de la culture.

La germination correspond à la réactivation métabolique de la semence ; elle commence à partir du moment où la semence s'imbibe et se termine lors des premières divisions cellulaires dans l'embryon que traduit la percée des téguments par la radicule. Une fois la germination réalisée, débute la période de croissance souterraine de la plantule qui aboutit à la levée. Ces deux étapes se réalisent aux dépens des réserves séminales. Après la levée, c'est la photosynthèse qui, progressivement, prend le relais et assure la fourniture des substrats carbonés nécessaires à la croissance. Les semences et plantules sont particulièrement sensibles aux conditions de milieu et notamment aux conditions physiques (température, eau oxygène et propriétés mécaniques) régnant au sein du lit de semences :

- pour que la germination ait lieu, outre la réalisation d'une température minimale, il faut que la semence s'imbibe et absorbe de l'oxygène. Compte-tenu de la petite taille de la plupart des semences, c'est dans une zone très localisée du lit de semences que la disponibilité en eau et en oxygène, ainsi que la température, doivent être évaluées pour apprécier la possibilité de germination et sa durée.

pendant la levée, la plantule explore un plus grand volume de sol mais elle est alors beaucoup plus sensible à l'apparition de conditions défavorables : le dessèchement du lit de semences, l'apparition de conditions anoxiques ou la rencontre d'obstacles offrant une résistance

mécanique supérieure à la poussée d'une plantule en croissance, peuvent entraîner la mort de la plantule.

Or, compte-tenu de sa position à l'interface entre le sol et l'atmosphère, le lit de semences est directement soumis aux événements climatiques. Les conditions physiques y fluctuent fortement et il est susceptible de se dégrader rapidement sous l'action des pluies. Aussi, observe-t-on, pour une espèce donnée, une variabilité importante des taux et des durées de levée entre années et entre parcelles (DURRANT, 1988 ; GUMMERSON, 1989 ; SEBILLOTTE et SERVETTAZ, 1989 pour la betterave sucrière).

Si les conditions climatiques survenant après le semis sont déterminantes vis-à-vis des conditions physiques dans le lit de semences, l'état structural a lui aussi un rôle important :

- a/ il influe sur les paramètres de transfert au sein du lit de semences qui déterminent la capacité de stockage d'eau, de chaleur et d'oxygène et la facilité avec laquelle ils circulent (cf article de J. GUERIF). Cet effet s'exprime par le fait que, dans des conditions climatiques données, deux lits de semences à état structural contrasté pourront présenter des profils de température, d'humidité ou de concentration en oxygène différents.
- b/ pour un réglage donné du semoir, il peut influencer sur la profondeur moyenne de semis et sur sa régularité. L'état structural joue donc sur la position des semences par rapport aux gradients hydrique, thermique ou de concentration en oxygène.
- c/ il conditionne le contact entre la semence et les éléments structuraux, qui détermine les surfaces d'absorption de l'eau liquide et des gaz (oxygène et vapeur d'eau).
- d/ certains éléments structuraux liés à l'état initial conféré au lit de

semences (mottes) ou à sa dégradation ultérieure (croûte) peuvent jouer un rôle d'obstacle mécanique à la levée.

Pour aider les agriculteurs à prendre les décisions techniques relatives à l'implantation (nature des équipements, réglage des outils, date des opérations...), il est nécessaire de bien définir les critères de jugement de l'état structural du lit de semences et, pour cela, de savoir prendre en compte son influence dans la prévision du déroulement de la germination-levée.

Nous présenterons différents travaux récents réalisés dans cette perspective et qui permettront d'illustrer successivement les trois principaux types de processus sur lesquels joue l'état structural : transferts à l'interface sol/semence, transferts au sein du lit de semences, formation d'obstacles mécaniques à la levée. Dans chaque cas sont mises en jeu deux grandes catégories d'informations : d'une part, celles concernant la réaction des plantes aux facteurs physiques, d'autre part celles concernant l'influence de l'état structural sur ces facteurs.

I. GERMINATION EN FONCTION DES CONDITIONS D'IMBIBITION

Lorsqu'une semence est mise en terre, son humidité est généralement faible et son activité métabolique pratiquement nulle. Pour que la germination ait lieu, il faut tout d'abord que la semence se réhydrate. Il a été établi, pour différentes espèces, qu'une semence ne peut germer qu'à partir du moment où elle a atteint un certain seuil de teneur en eau. Pour le maïs, cette humidité critique est de 25 % (BRUCKLER, 1983a), pour le blé elle est de 24 % (BOUAZIZ, 1987).

La mise en contact de deux absorbants, ici la semence et le sol, entraîne des transferts d'eau qui sont régis par la différence de potentiel hydrique (c'est-à-dire l'énergie de rétention de l'eau) entre ces deux absorbants. Une fois la semence mise en terre, son potentiel hydrique tend, à tout instant, à se mettre en équilibre avec le potentiel hydrique du sol qui l'entoure.

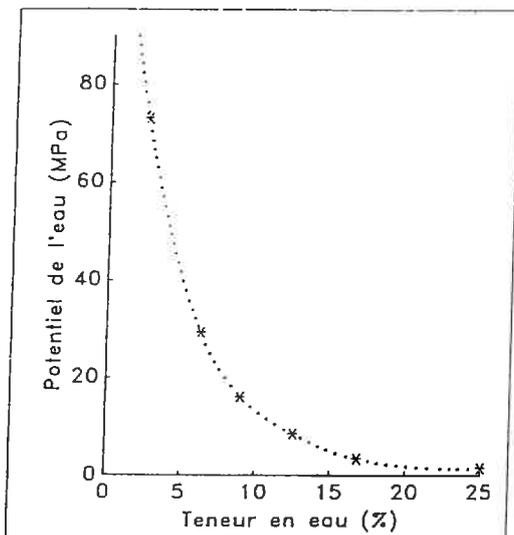


Figure 1 : Relation entre la teneur en eau moyenne de la semence de maïs et le potentiel de l'eau dans la semence (en valeur absolue) (d'après BRUCKLER, 1983a)

Comme dans le cas d'un sol, une semence peut être caractérisée par une relation entre son humidité et le potentiel de l'eau qui lui correspond (BRUCKLER, 1983a, figure 1). Pour le maïs par exemple, à l'humidité de 25 % correspond un potentiel hydrique de -1.6 MPa (soit environ -16 bars ou -16 atmosphères). Si l'eau du sol est à un potentiel inférieur à -1.6 MPa, la semence de maïs ne peut extraire suffisamment d'eau du sol pour atteindre l'humidité critique de germination (figure 2A). Son humidité atteint un palier correspondant au potentiel de l'eau dans le sol. Au potentiel de l'eau liquide contenue dans les agrégats entourant la semence correspond une pression de vapeur d'eau de l'atmosphère gazeuse du sol. Une semence peut aussi s'imbiber à partir de vapeur d'eau mais avec

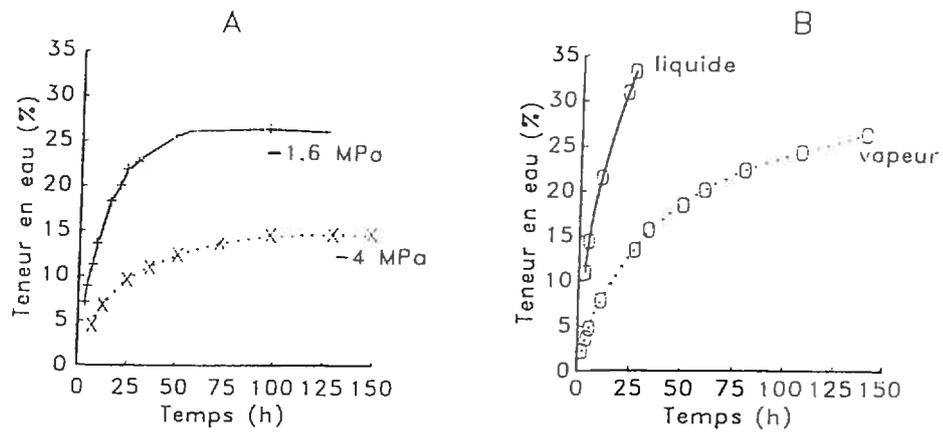


Figure 2 : Cinétiques d'imbibition des semences de maïs

(d'après BRUCKLER, 1983b)

(A) en fonction du potentiel hydrique du milieu de germination

(B) en fonction de la nature de la phase de transfert de l'eau

(liquide ou gazeuse) à un potentiel hydrique nul

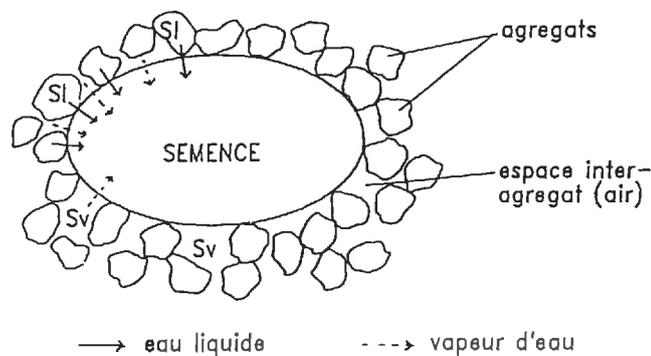


Figure 3 : Représentation schématique du contact "terre-graine"

(d'après BRUCKLER, 1983b)

SI : surface d'imbibition en phase liquide

Sv : surface d'imbibition en phase vapeur

St = SI + Sv : surface totale de la semence

une vitesse plus faible qu'en phase liquide (BRUCKLER, 1983b , figure 2B). Il en résulte que, dans un lit de semences, une semence s'imbibe en phase liquide par les points de contacts avec les agrégats du sol et en phase gazeuse par le reste de sa surface (figure 3).

La proportion de la surface de la semence en contact avec l'eau liquide du sol (Sl/St) dépend du niveau de tassement du lit de semences et de la taille des éléments structuraux entourant la semence. Dans des situations où la taille des éléments structuraux est très inférieure à celle de la semence, le rapport Sl/St devrait être équivalent à la fraction du volume total occupé par ces éléments, c'est-à-dire au complément de la porosité ménagée entre les éléments structuraux. Pour le maïs et pour une taille d'agrégats de 2 à 3 mm de diamètre autour de la semence, BRUCKLER (1983b) a vérifié expérimentalement cette hypothèse en obtenant la relation suivante :

$$Sl/St = 0.94 (1 - Ns) - 0.16 \quad (\text{relation 1})$$

Ns : porosité structurale autour de la semence (Pour des agrégats de 2 à 3 mm de diamètre, la porosité inter-agrégats est principalement d'origine structurale (MONNIER et al., 1973))

Cependant, cette relation n'est valable que pour des lits de semences suffisamment humides. En effet, au delà d'un certain degré de dessiccation du lit de semences, du fait de la disparition progressive des ménisques d'eau à l'interface sol/semence, la part relative des transferts d'eau en phase liquide diminue au profit de ceux en phase vapeur. Dans le cas d'un sol limoneux, la relation (1) ne s'applique qu'à des potentiels hydriques supérieurs à -0.3 MPa (BRUCKLER, 1983b ; BOIFFIN et al., 1983). Enfin, si

le lit de semences est très sec (potentiel hydrique inférieur à -8 MPa), le rapport S_l/S_t s'annule quel que soit l'état structural du lit de semences : l'imbibition a uniquement lieu en phase vapeur.

BRUCKLER (1983a et b) a proposé un modèle d'imbibition des semences basé sur les lois physiques de transfert d'eau sous formes liquide et gazeuse. Ce modèle permet de calculer au cours de temps la quantité d'eau absorbée par la semence en fonction du potentiel hydrique et de l'état structural autour de la semence. Etabli au laboratoire, ce modèle a été validé au champ (BOIFFIN et al., 1983). Sur le tableau 1 est illustré l'effet de différents états structuraux et hydriques du lit de semences sur la durée au bout de laquelle l'humidité critique d'une semence de maïs est atteinte, durée calculée à l'aide du modèle.

Deux niveaux de densité du lit de semences sont considérés :

- un lit de semences peu tassé, de densité 0.9 qui représente une densité courante pour un lit de semences.
- un lit de semences très tassé, de densité 1.4 à 1.6. Cette situation représente un cas exceptionnel dans la pratique agricole.

Il apparaît que c'est le potentiel hydrique autour de la semence qui détermine la possibilité de germination et en grande partie la cinétique d'imbibition. Pour un lit de semences de densité 0.9, le délai d'obtention de l'humidité critique passe de moins de 40 heures à un potentiel supérieur à -0.3 MPa à environ 100 heures à un potentiel de -1.2 MPa. Même pour des différences extrêmes de tassement du lit de semences, l'état structural n'induit des écarts de délais d'obtention de l'humidité critique que de 10 à 20 heures suivant le potentiel hydrique.

Potentiel hydrique (MPa)	0	-0.3	-0.3	-0.6	-0.6	-1.2	-1.2	<-1.6
Densité		0.9	1.6	0.9	1.4	0.9	1.4	
Porosité structurale (%)		40	5	40	20	40	20	
Sl/St (%)		25	75	30	45	20	35	
Germination	<----- POSSIBLE ----->							IMPOS-
								SIBLE
Durée d'obtention de l'humidité critique (h)	15 (*)	37	19	50	40	100	80	- (*)

Tableau 1 : Effet du potentiel hydrique et du niveau de tassement (densité apparente) autour de la semence sur la durée d'obtention de l'humidité critique de germination pour le maïs (cas d'agrégats de 2 à 3 mm entourant la semence)
(d'après BRUCKLER, 1983b)

* : quelle que soit la densité du lit de semences

Ces résultats mettent clairement en évidence le rôle prépondérant du potentiel hydrique autour de la semence sur la possibilité de germination et sur le délai de germination. Le positionnement de la semence par rapport au gradient hydrique dans le lit de semences apparaît donc comme le point clé de la réussite de l'imbibition des semences, si la semence est entourée d'agrégats plus petits qu'elle. Il resterait à compléter cette approche par l'étude de l'effet de la taille des éléments structuraux entourant la semence, c'est-à-dire de la taille des interstices où elle peut se situer. Les résultats sont a priori dépendants de la taille des semences, donc de l'espèce végétale.

Le niveau de tassement du lit de semences, caractérisé par sa porosité structurale, ne peut que modifier la cinétique d'imbibition et ceci dans

une moindre mesure que le potentiel hydrique, il ne peut pas influencer sur la possibilité de germination. Cependant, il ne faut pas oublier que le tassement du lit de semences joue probablement un rôle important sur la vitesse de dessèchement en assurant un meilleur contact entre le lit de semences et les couches sous-jacentes qui facilite la réhumectation des premiers centimètres du sol à partir de couches plus profondes.

II. GERMINATION EN CONDITIONS D'HYPOXIE

La plupart des semences exigent de l'oxygène pour leur germination et celle-ci est perturbée en atmosphère raréfiée en oxygène. Lors du semis, la concentration en oxygène au niveau de la semence est égale à celle de l'air atmosphérique, c'est-à-dire environ 21 %. Si la concentration en oxygène diminue, la semence peut se retrouver en conditions dites "hypoxiques" et sa germination peut être ralentie voire inhibée. Pour la betterave sucrière, c'est en dessous d'une concentration en oxygène de l'ordre de 10 % que la germination est ralentie ; à 1 % d'oxygène, la germination est inhibée (PERRY et HARRISON, 1974 ; RICHARD et al., 1989). Dans le cas du blé, c'est pour une concentration en oxygène beaucoup plus faible, inférieure à 4 %, que la germination est ralentie ; elle n'est inhibée qu'en dessous de 0.01 % d'oxygène (AL-ANI et al., 1985).

L'évolution de la concentration en oxygène après le semis dépend de différents facteurs (figure 4) :

- le volume d'oxygène disponible par semence qui dépend de la densité de semis et de la porosité libre à l'air du lit de semences et des couches sous-jacentes.

- le renouvellement de ce volume d'oxygène à partir de l'atmosphère. En particulier, en présence d'une croûte de battance saturée en eau qui est peu perméable aux gaz, l'oxygène pénètre difficilement dans le sol.
- la consommation d'oxygène à la fois par la semence (de l'ordre de quelques mm^3/h) et par les micro-organismes (de l'ordre de $1 \text{ mm}^3/\text{h}/\text{cm}^3$ de sol). Compte-tenu du volume de sol disponible par semence, la consommation d'oxygène par les micro-organismes représente 100 à 1000

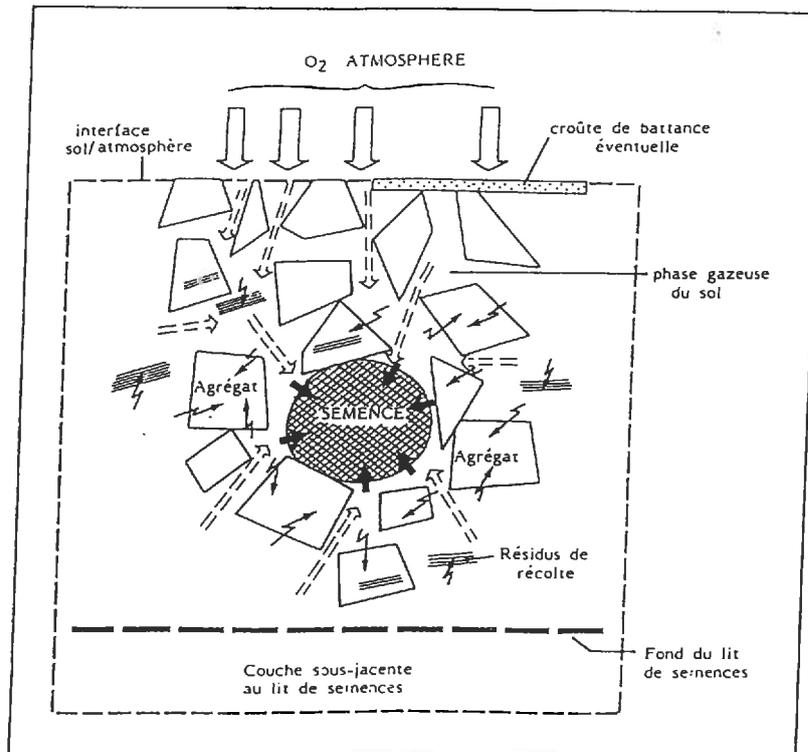


Figure 4 : Schéma des transferts d'oxygène dans le lit de semences

- volume de sol disponible par semence
- renouvellement du stock d'oxygène initial
- ➔ consommation d'oxygène par la semence
- ⚡ consommation d'oxygène par les microorganismes du sol
- ⇨ flux d'oxygène par diffusion gazeuse

fois celle de la semence. La vitesse de consommation d'oxygène par les micro-organismes est fortement dépendante de la température et elle est liée à la quantité de matières organiques du sol et notamment à la présence de résidus de récolte en cours de décomposition.

- les flux d'oxygène dans le sol qui dépendent essentiellement du coefficient de diffusion de l'oxygène. Ce coefficient dépend de la densité apparente du lit de semences, de la taille des éléments structuraux et du potentiel hydrique. On peut l'estimer à partir de la porosité structurale libre à l'air (cf article de J. GUERIF).

A partir des lois physiques décrivant la diffusion gazeuse (lois de FICK), il est possible de calculer l'évolution de la concentration en oxygène autour de la semence en prenant en compte l'ensemble des facteurs qui ont été présentés (RICHARD et GUERIF, 1988a et b). La figure 5 représente un exemple de simulation pour deux lits de semences plus ou moins tassés, caractérisés par des porosités structurales de 40 % ou de 20 %. La consommation d'oxygène par les micro-organismes a été fixée à $1.5 \text{ mm}^3/\text{h}/\text{cm}^3$ de sol, ce qui représente un niveau moyen (RICHARD et GUERIF, 1988a).

Tant qu'il n'y a pas formation d'une croûte de battance, la concentration en oxygène reste voisine de 21 %, même si le potentiel hydrique du lit de semences est très élevé. A partir du moment où une croûte saturée en eau apparaît, il y a une diminution de la concentration en oxygène, diminution d'autant plus rapide que la porosité libre à l'air est faible. Pour un lit de semences peu tassé, la concentration en oxygène de 10 % peut être atteinte en 24 heures environ. Si la croûte se dessèche, entraînant sa fissuration ou sa désaturation, l'oxygène peut de nouveau pénétrer dans le

lit de semences et, en général, la concentration en oxygène réaugmente. Même si la concentration en oxygène n'atteint pas 21 %, elle reste supérieure à 10 %.

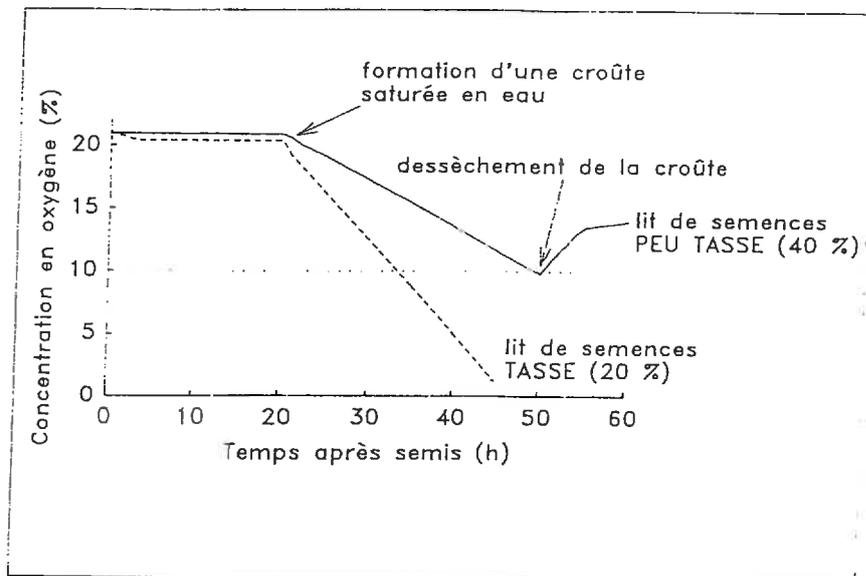


Figure 5 : Simulation de l'évolution de la concentration en oxygène après semis à 3 cm de profondeur dans un lit de semences peu tassé ou tassé (porosité structurale) suivant la présence d'une croûte de battance à la surface du sol et son dessèchement éventuel (d'après RICHARD et GUERIF, 1988b)

En définitive, par rapport aux risques d'apparition de conditions hypoxiques dans le lit de semences pendant la germination, c'est la formation d'une croûte saturée en surface qui est déterminante. Ce n'est qu'à partir du moment où la croûte est formée que le niveau de tassement du lit de semences influe sur la vitesse de diminution de la concentration en oxygène. Il faut souligner que cette vitesse est aussi étroitement liée à la consommation d'oxygène par les micro-organismes du sol. Enfin, en cas

de potentiel hydrique très élevé autour de la semence (lit de semences très humide), la semence peut se retrouver au sein d'une zone localement saturée en eau. La diffusion de l'oxygène dans l'eau étant très lente (environ 10 000 fois plus lente que dans l'air), la présence d'eau tout autour de la semence peut suffire à perturber la germination quelles que soient les autres conditions (RENARD, 1974 ; RICHARD, 1988).

III. LEVEE EN PRESENCE D'OBSTACLES MECANIQUES

Une fois la germination réalisée, les obstacles mécaniques à l'émergence de la plantule constituent l'un des principaux facteurs de perturbation de la cinétique de levée.

Les obstacles peuvent être de deux types :

- des éléments structuraux situés entre la semence et la surface, non soudés les uns aux autres, mais de dimension suffisante pour perturber le trajet de la plantule.
- une croûte située à la surface du sol de type structural ou sédimentaire (cf. article J. BOIFFIN et al. dans ce même ouvrage). La croûte, qui lors des premières phases de formation reste discontinue, s'étend progressivement à toute la surface du sol. Lors de son dessèchement éventuel, des fissures peuvent se former.

Face à ces obstacles, la réaction de la plantule dépend de la poussée qu'elle est capable d'exercer, c'est-à-dire de sa force d'émergence. Dans le tableau 2 sont présentés les ordres de grandeur déterminés pour quelques espèces. On constate qu'ils sont très différenciés.

Espèce	Force d'émergence (g)	Référence
Maïs	150-200	PRIHAR et AGGARWAL (1975)
Blé	30-35	BOUAZIZ (1987)
Luzerne	10-15	WILLIAMS (1956)
Betterave	5-10	SOUTY (INRA, Science du Sol AVIGNON, non publié)

Tableau 2 : Force d'émergence de plantules de différentes espèces

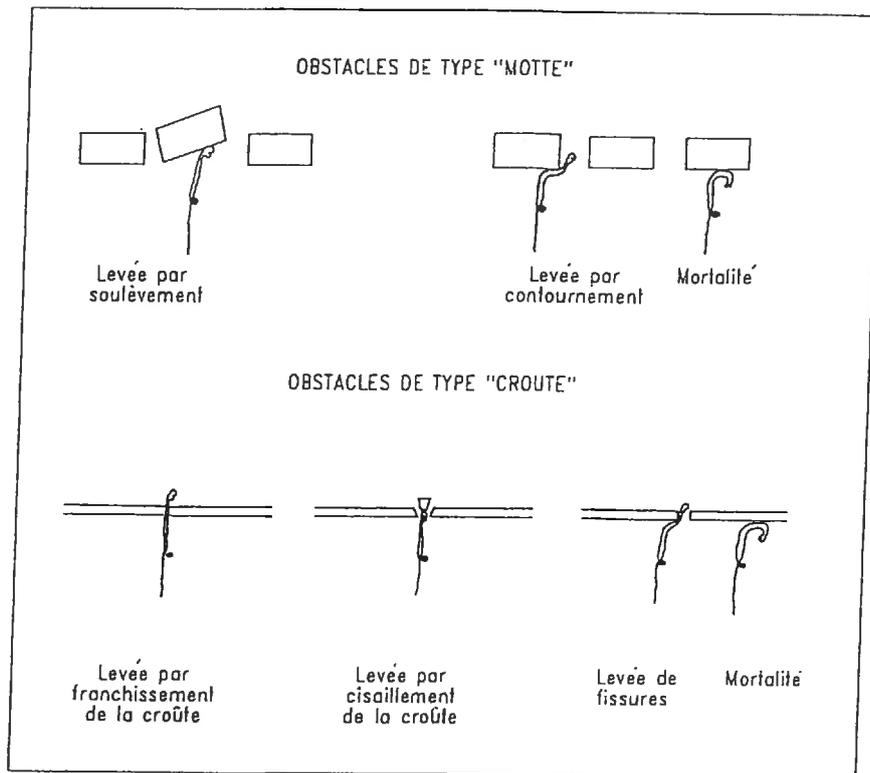


Figure 6 : Comportements possibles de plantules face à différents obstacles superficiels (motte ou croûte)
(d'après ARNDT, 1965)

Les comportements possibles des plantules face à des obstacles superficiels sont présentés sur la figure 6. L'obstacle induit généralement une augmentation de la durée de levée qui peut aller jusqu'à entraîner la mort de la plantule.

Pour des obstacles de type "motte", c'est la taille ou le poids qui sont importants à considérer. Sur la figure 7 sont représentées des cinétiques de levée de blé obtenues en présence de mottes de différentes dimensions placées à la surface du lit de semences (BOUAZIZ, 1987). Au delà d'un poids supérieur à 25 g, la cinétique de levée est modifiée : ralentissement de la vitesse de levée (d'environ 4 jours) et réduction du taux de levée. D'après les observations de l'auteur, en présence de mottes de poids inférieur à 25 g, le coléoptile de blé émerge en soulevant la motte rencontrée. Au delà de 25 g, le coléoptile n'arrive à émerger qu'après l'avoir contournée. Or, la force maximale que peut exercer un coléoptile de blé sur un obstacle est de l'ordre de 30 g (tableau 2).

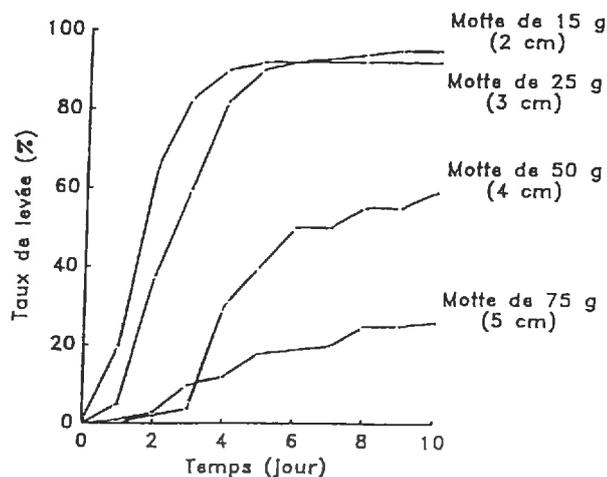


Figure 7 : Cinétique de levée de blé tendre en présence de mottes superficielles de différentes tailles (d'après BOUAZIZ, 1987)

On peut donc espérer établir une liaison entre la force d'émergence d'une plantule et la taille maximale des éléments structuraux de surface qu'elle est capable de soulever.

En ce qui concerne l'effet des croûtes, le comportement des plantules dépend de la cohésion de la croûte qui résulte de sa morphologie (croûte structurale ou sédimentaire), de son humidité, de sa texture, de son épaisseur et de la présence éventuelle de fissures.

Les conséquences sur la levée de différents types de croûte sont illustrées sur le tableau 3 pour la betterave sucrière. Ces résultats sont issus d'une expérience menée au champ, au cours de laquelle les croûtes ont été formées le jour du semis par aspersion. On retrouve le fait qu'une croûte très développée, de type "sédimentaire", diminue fortement le taux de levée. Il apparaît aussi qu'une croûte structurale discontinue, qui représente le tout premier stade de dégradation de la surface, suffit à réduire le taux de levée. Enfin, il semble que ce soit à partir du moment où des dépôts apparaissent qu'il y a une forte réduction du taux de levée. Le semis ayant été suivi d'une période peu pluvieuse, les croûtes étaient

Type de croûte	Taux de levée (%)
Pas de croûte	88
Croûte structurale discontinue	80
Croûte structurale continue - Début d'apparition de dépôts	67
Croûte sédimentaire	48

Tableau 3 : Taux de levée de betterave sucrière en fonction du type de croûte (travaux INRA, station d'Agronomie de LAON-PERONNE)

sèches pendant la levée. Les plantules de betterave sucrière n'ont pu les franchir et la plupart des levées, quel que soit le type de croûte, ont eu lieu par les fissures. Ces fissures, qui étaient d'autant plus espacées que la croûte était développée, sont donc un critère très important à considérer pour prévoir l'effet d'une croûte.

Il apparaît donc crucial d'assurer la levée d'un maximum de plantes avant le début d'apparition des dépôts. A cet égard, le modelé du lit de semences a un rôle important vis-à-vis de la levée en cas de dégradation de la surface, rôle souvent sous-estimé. Sont présentés sur le tableau 4 des modelés de lit de semences résultant du travail de différents types d'organes de recouvrement du semoir. Ces modelés diffèrent par la présence d'une dépression plus ou moins profonde juste au niveau de la ligne de semis. Cette dépression est propice à l'accumulation de particules

Organes de recouvrement du semoir	Modelé de surface (profondeur de la dépression)	Risques pour les plantules en cas de battance
roues étroites + raclettes	 (7 cm)	+++
roue plumbeuse	 (2 cm)	++
roue en "V" ou roue concave	 (4 cm)	+
rotoherse	 (-)	+

Tableau 4 : Influence du modelé du lit de semences sur les risques de non-levée des plantules de betterave sucrière en cas de battance (travaux INRA, station d'Agronomie de LAON-PERONNE)

terreuses, donc à un épaissement rapide des croûtes de dépôts juste au niveau de la semence. A l'inverse, un cas intéressant est le modelé résultant du travail du sol par des roues en "V" ou par une roue concave. Le dôme ainsi créé fait que, dans un premier temps, les dépôts ne se forment pas juste au niveau de la ligne de semis.

Une fois la croûte formée, le comportement de la plantule dépend des propriétés mécaniques de la croûte, donc de son humidité comme le montre la figure 8 dans le cas du maïs. Plus la croûte est sèche, plus, pour une épaisseur donnée, le taux de levée est faible. Il est possible de mesurer une résistance mécanique à la pénétration de la croûte. Cependant, l'analyse mécanique du système "sol-plantule" s'avère très complexe : la mise en parallèle des mesures ainsi obtenues avec la force d'émergence des

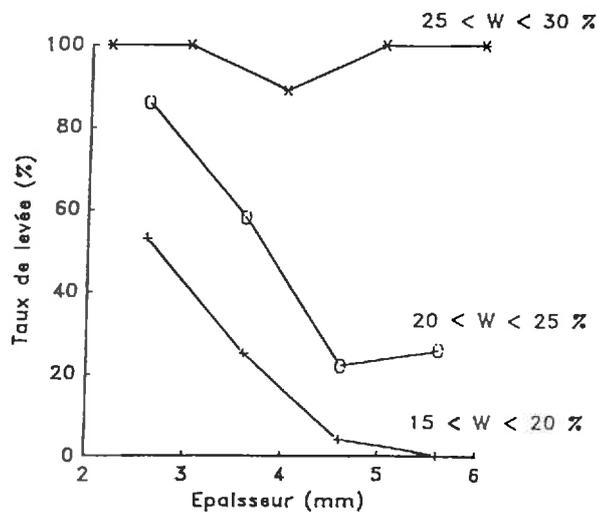


Figure 8 : Taux de levée de maïs en fonction de l'humidité massique (W) et de l'épaisseur d'une croûte superficielle de type "sédimentaire" (sol avec 32 % d'argile, température de 20°C) (d'après SOUTY et GUERIF, 1988)

plantules ne permet pas de prévoir dans toutes les situations le comportement des plantules (SOUTY et GUERIF, 1988).

Sur la figure 9 est présentée une courbe de levée de betterave sucrière observée dans une parcelle de texture limoneuse. Le semis a eu lieu le 16 Avril et les levées ont débuté le 23 Avril, date à laquelle s'est produit une petite pluie orageuse de 7 mm entraînant la formation d'une croûte structurale peu développée. Au cours des deux jours suivants, la cinétique de levée n'est pas affectée. La courbe de levée ne s'infléchit que trois jours après les dernières pluies, probablement en raison du dessèchement de la croûte. En effet, on observe pratiquement un arrêt des levées jusqu'à ce qu'une nouvelle pluie réhumecte la croûte, diminuant sa cohésion.

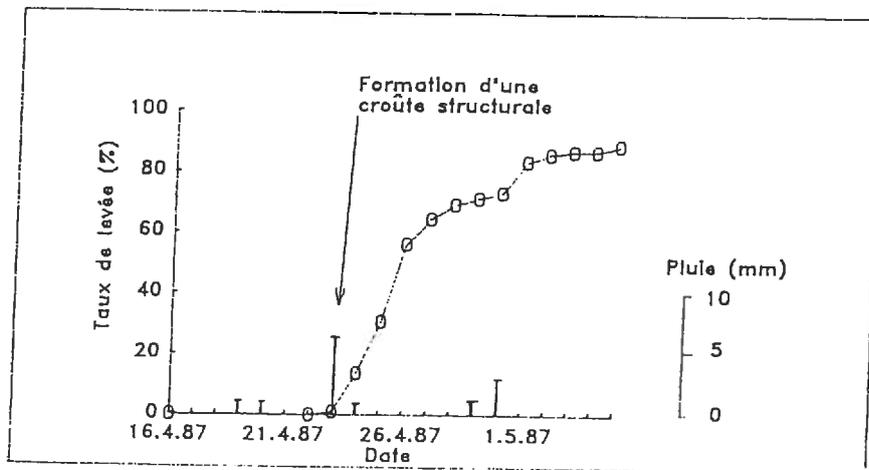


Figure 9 : Cinétique de levée de betterave sucrière observée au champ en fonction des pluies (travaux INRA, station d'Agronomie de LAON-PERONNE)

Ainsi, dans des conditions de sol susceptible à la battance et de plantules sensibles aux obstacles mécaniques, la réussite du semis est étroitement liée à la manière dont s'ajustent la chronologie des levées et celle des alternances "pluie-dessiccation". Dans les conditions du Nord du Bassin Parisien, la durée de la levée dépend essentiellement de la température du lit de semences et de la profondeur de semis. Il est donc important de prendre en considération les risques de battance pour raisonner la profondeur de semis en fonction des périodes de semis.

III. CONCLUSION

Les décisions techniques concernant l'implantation des cultures, qu'elles soient relatives aux opérations de travail du sol ou à celles du semis, sont délicates à prendre du fait qu'elles doivent répondre à des objectifs en partie contradictoires. Par exemple, le choix d'une profondeur de semis doit tenir compte de l'humidité du lit de semences au semis et de son évolution probable ainsi que des risques de formation d'une croûte de battance pendant la levée. L'affinement du lit de semences, s'il permet d'éviter la présence d'obstacles entre la semence et la surface du sol, augmente la vitesse de dégradation de la surface du lit de semences sous l'action des pluies. Enfin, la qualité du lit de semences ne peut être appréciée indépendamment de l'état structural des couches sous-jacentes et de la date de semis.

Dans des conditions normales de semis ayant permis d'éviter la présence d'obstacles sur la ligne de semis, la réussite de l'implantation d'une culture est avant tout dépendante des conditions climatiques après semis.

Les critères de jugement de la qualité du lit de semences ne peuvent donc être que relatifs à un climat donné. Pour définir ces critères, il faudrait être en mesure de déterminer des séquences climatiques types, c'est-à-dire susceptibles d'entraîner un accident donné, et la fréquence de ces séquences. Au Nord du Bassin Parisien, pour une culture comme la betterave sucrière, c'est sans doute la formation d'obstacles mécaniques par dégradation structurale qui est le plus à redouter et elle doit donc orienter le jugement de la qualité d'un lit de semences. Pour des cultures comme le maïs ou le colza, un tel diagnostic serait probablement différent. Plusieurs résultats expérimentaux présentés dans cet article permettent d'envisager une définition assez précise de certains critères d'appréciation des lits de semences (taille des mottes de surface et notamment sur la ligne de semis, porosité structurale, type de croûte et son état hydrique, intensité de sa fissuration...). Mais, beaucoup d'informations restent à acquérir pour fournir aux praticiens les éléments d'appréciation dont ils ont besoin pour prendre leurs décisions.

Si l'on dispose de références assez précises concernant l'effet "direct" de l'état structural du lit de semences sur les semences et plantules (contact terre-graine, obstacles à la levée), il n'en est pas de même pour ses effets "indirects", c'est-à-dire ceux concernant les transferts d'eau, de gaz ou de chaleur au sein du lit de semences. En particulier, une meilleure prise en compte de l'effet de l'état structural sur les transferts d'eau apparaît indispensable à double titre : pour prévoir les conditions dites "sèches" mais aussi parce que l'humidité de la croûte de battance conditionne sa cohésion et sa perméabilité à l'oxygène. On pourrait alors aussi mieux analyser le rôle de certaines opérations comme le rappuyage du lit de semences qui, s'il ne semble que peu modifier le

contact "terre-graine", joue probablement sur la vitesse de dessèchement du lit de semences.

Enfin, s'il apparaît facile de caractériser les situations très défavorables, on manque par contre de références pour délimiter la gamme des lits de semences acceptables. Traditionnellement, on a souvent considéré qu'un "bon" lit de semences était un lit de semences très affiné. Il n'est pas exclu que ce jugement puisse aussi s'appliquer à une gamme d'états structuraux beaucoup plus large qu'on ne le pensait. Dans le contexte actuel de recherche d'une simplification du travail du sol, cet aspect apparaît important à considérer.

ABSTRACT

EFFECT OF THE SEED BED STRUCTURE ON GERMINATION AND EMERGENCE

For a particular soil and climate, the physical factors and conditions which control germination and emergence -temperature, water, oxygen and mechanical obstacles to seedling growth- depend on the structure of seed beds. The main processes in which the seed bed structure is involved (transfers at the interface soil-seed, transfers in the seed bed, mechanical impedance) and their consequences are illustrated through three kinds of work : germination depending on moisture conditions, germination depending on conditions of aeration and influence of clods or crusts at the soil surface on emergence. The authors show how these results enable to define better criteria by which one would be able to appreciate the quality of the structure of seed beds.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AL-ANI A., BRUZAU F., RAYMOND P., SAINT-GES V., LEBLANC J.M., PRADET A., 1985. Germination respiration and adenylate energy charge of seeds at various oxygen partial pressures. *Plant Physiol.*, 79, 885-890.
- ARNDT W., 1965. The nature of the mechanical impedance to seedlings by soil surface seals. *Aust. J. Soil Res.*, 3, 45-54.
- BOIFFIN J., BRUCKLER L., AUBRY C., 1983. Rôle des propriétés physiques du lit de semences sur l'imbibition et la germination. III. Valeur prévisionnelle d'un modèle d'imbibition au champ et caractérisation des lits de semences. *Agronomie*, 3 (4), 291-302.
- BOUAZIZ A., 1987. Implantation d'un peuplement de blé tendre en conditions sèches : analyse physique et modélisation. Thèse de Doctorat es Sciences Agronomiques, Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II, Rabat, Maroc, 101 p.
- BRUCKLER L., 1983a. Rôle des propriétés physiques du lit de semences sur l'imbibition et la germination. I. Elaboration d'un modèle du système "terre-graine". *Agronomie*, 3 (3), 213-222.
- BRUCKLER L., 1983b. Rôle des propriétés physiques du lit de semences sur l'imbibition et la germination. II. Contrôle expérimental d'un modèle d'imbibition des semences et possibilités d'application. *Agronomie*, 3 (3), 223-232.
- DURRANT M.J., 1988. A survey of seedling establishment in sugar-beet crops in 1980 and 1981. *Ann. appl. Biol.*, 113, 347-355.
- GUMMERSON R.J., 1989. Seed-bed cultivations and sugar-beet seedling emergence. *J. agric. Sci.*, 112, 159-169.

- MONNIER G., STENGEL P., FIES J.C., 1973. Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. Ann. agron., 24, 533-545.
- PERRY D.A., HARRISON J.G., 1974. Studies on the sensitivity of monogerm sugar beet germination to water. Ann. appl. Biol., 77, 51-60.
- PRIHAR S.S., AGGARWAL G.C., 1975. A new technique for measuring emergence force of seedlings and some laboratory and field studies with corn (*Zea mays* L.). Soil Sci., 120 (3), 200-204.
- RENARD H.A., 1974. Précisions sur les besoins en eau de la betterave (*Beta vulgaris* L.) lors de sa germination. I.I.R.B., 6 (4), 163-175.
- RICHARD G., 1988. La germination des semences de betterave sucrière (*Beta vulgaris* L.) en conditions d'hypoxie : modélisation, contribution à un diagnostic au champ. Thèse de Docteur-Ingénieur, Institut National Agronomique Paris-Grignon, Paris, 102 p.
- RICHARD G., GUERIF J., 1988a. Modélisation des transferts gazeux dans le lit de semence : application au diagnostic des conditions d'hypoxie des semences de betterave sucrière (*Beta vulgaris* L.) pendant la germination. I. Présentation du modèle. Agronomie, 1988, 8 (6), 539-547.
- RICHARD G., GUERIF J., 1988b. Modélisation des transferts gazeux dans le lit de semence : application au diagnostic des conditions d'hypoxie des semences de betterave sucrière (*Beta vulgaris* L.) pendant la germination. II. Résultats des simulations. Agronomie, 1988, 8 (7), 639-646.
- RICHARD G., RAYMOND P., CORBINEAU F., PRADET A., 1989. Effect of the pericarp on sugar beet (*Beta vulgaris* L.) seed germination : study of the energy metabolism. Seed Sci. & Technol., 17, 485-497.

- SEBILLOTTE M., SERVETTAZ L., 1989. Localisation et conduite de la betterave sucrière. L'analyse des décisions techniques. In Fertilité et Systèmes de Production, sous la direction de Michel Sébillotte, INRA, Paris, 308-344.
- SOUTY N., GUERIF J. , 1988. Seedbed structure and seedling emergence of maize. Proceedings of the 11th International Conference of the International Soil Tillage Research Organization, 11-15th July, Edinburgh, Scotland, 135-140.
- WILLIAMS W., 1956. Evaluation of the emergence force exerted by seedlings of small seeded legumes using probit analysis. Agronomy J., 48, 273-274.

Direct drilling of sugar beet (*Beta vulgaris* L.) into a cover crop: effects on soil physical conditions and crop establishment

G. Richard *, J. Boiffin, Y. Duval

Institut National de la Recherche Agronomique, Unité d'Agronomie de Laon-Péronne, Rue Fernand Christ, 02007 Laon Cedex, France

Accepted 7 February 1995

Abstract

Direct drilling of sugar beet (*Beta vulgaris* L.) into an autumn sown cover crop may reduce field work in spring and environmental damage, such as soil erosion and nitrate leaching, but the balance of its negative and positive effects on crop establishment is unknown. This study compared the effects of drilling sugar beet directly into a cover crop of wheat (*Triticum aestivum* L.) or rye (*Secale cereal* L.), or after conventional tillage in spring, on soil physical conditions and crop establishment. The experiments were conducted over 4 years in the north of France on three soil types: chalky soil (rendzina), loam soil (calcic cambisol) and silt loam soil (gleyic luvisol). Direct drilling caused less soil compaction than conventional drilling; the wheel tracks for seed bed preparation were made in drier conditions for direct drilling because of the change in tillage time (autumn for direct drilling vs. spring for conventional drilling). Seed bed structure, temperature and water content, and seed placement were very similar for the two drilling techniques (except in the silt loam soil) because of soil tillage done by the sugar beet seed drill and removal of cover crop residues over the sugar beet rows. Final emergence percentage was lower with direct drilling because of predator damage (by skylarks (*Alauda arvensis*) and/or field mice (*Apodemus sylvaticus*)). Seedling growth after emergence was slower with direct drilling. The negative effects of direct drilling on sugar beet establishment may be counteracted by increasing the seed density, or by its positive effects on soil structure and consequently the possibility to sow sugar beet earlier. Because of its environmental advantages, direct drilling of sugar beet into a cover crop is an interesting technique for large farms with heavy work loads in spring in areas where the soil has a high aggregate stability.

Keywords: Sugar beet; Soil tillage; Direct drilling; Cover crop; Soil structure; Emergence

* Corresponding author.

1. Introduction

Sugar beet is a major crop in the intensive cropping systems of northwestern Europe. It is sown in spring and generally follows crops harvested in summer, such as winter cereals or peas (*Pisum sativum* L.). These crop sequences result in the soil remaining bare for more than 6 months in the autumn and winter, which leads to severe environmental problems such as soil erosion and nitrate leaching. Winter cover crops can reduce nitrate leaching (Machet and Mary, 1989; Meisinger et al., 1991) and soil erosion by water (Buchner, 1987; Maillard et al., 1990) and wind (Fornstrom and Boehnke, 1976). However, cover crops may complicate the establishment of the following crop and increase the time spent on field work by requiring additional tillage. Direct drilling of sugar beet into an autumn sown cover crop could be a solution. The cover crop (such as cereals, radish (*Raphanus sativus* L.), mustard (*Sinapis alba* L.) or phacelia (*Phacelia tanacetifolia*)) is not buried but is chemically destroyed before sugar beet emergence. This reduces farm operations required in the spring, as soil tillage for seed bed preparation is done in the autumn. Consequently, sugar beet may be sown earlier, possibly increasing yields (Scott and Jaggard, 1978).

Because of the fundamental changes it induces in tillage practices, direct drilling into a cover crop may greatly alter the physical and biological conditions in the soil. Moving from conventional drilling to direct drilling into a cover crop induces great changes in soil structure as a result of the differences in soil water content and associated soil strength at tillage (McKyes, 1985; Guérif, 1990), as well as the change in the length of time the tilled soil is exposed to frost and rainfall. Soil temperature and water content may be affected by the mulch formed by the cover crop residues (Hay et al., 1978; Gauer et al., 1982; Maillard and Vulllioud, 1993). Soil aeration and nitrogen dynamics may be influenced by the decay of the cover crop residues (Richard and Guérif, 1988; Janzen and Radder, 1989). Sugar beet growth and development may be affected by all of these factors, and contradictory effects are possible. This makes it difficult to predict the overall effect of direct drilling into a cover crop on sugar beet yield in different soil and climatic conditions. Yield differences between direct drilling into a cover crop and conventional drilling (mouldboard ploughing in winter and seed bed preparation in spring) are sometimes negative, sometimes positive, as found by Maillard et al. (1989), Mouraux et al. (1990), Baril (1991) and Cariolle and Duval (1991). From the data collected in these experiments, however, it was not possible to identify the conditions that influence the relative performances of direct drilling into a cover crop and conventional drilling.

This study provides a partial explanation for this variability, based on analysis of the soil–plant relationships modified by drilling. It focuses on crop establishment because many of the expected alterations concern soil structure and associated properties of the seed bed and arable layer, and sugar beet is particularly sensitive to soil physical conditions during the early growth stages (Boiffin, 1994). Direct drilling of sugar beet into a cover crop was compared with conventional drilling over 4 years in different soil types and for two sowing dates, to identify any interaction between the drilling technique and environmental conditions.

2. Material and methods

2.1. Sites and tillage treatments

Field experiments were conducted in farmers' fields near Laon (49°3'N, 3°4'E) and Arcis sur Aube (48°3'N, 4°8'E) in northern France. The soils (Table 1) differed according to their geological substrate (chalk or loess), and consequently in their topsoil texture and aggregate stability. The previous crop was winter wheat in each experiment. Climatic conditions for each experiment are shown in Table 2, and the main dates of tillage operations for each experiment are given in Table 3. The experimental treatments were two drilling techniques combined with two sowing dates. Conventional drilling consisted of mouldboard ploughing in winter (25 cm depth) and seed bed preparation (8 cm depth) with a combined cultivator (5 m width) in spring just before sugar beet sowing. Direct drilling into a cover crop consisted of mouldboard ploughing (25 cm depth), seed bed preparation (8 cm depth) with a reciprocating harrow (4 m width), coupled with cereal drilling at 120 kg seed ha⁻¹ in the autumn. The cover crop was wheat (*Triticum aestivum* L.) in experiments in 1989 and 1990, and rye (*Secale cereal* L.) in experiments in 1991 and 1992. The cover crop was destroyed with glyphosate (*N*-phosphomethyl glycine) during the first week of March in each experiment. At this time, the dry matter of the aerial biomass of the cover crop was 0.8 Mg ha⁻¹ in 1989, 0.3 Mg ha⁻¹ in 1990, 1.5 Mg ha⁻¹ in 1991 and 1.7 Mg ha⁻¹ in 1992. The first sugar beet sowing (Date 1) occurred as soon as the seed bed could be prepared by conventional techniques and was earlier than the usual farmers' practice. The second sugar beet sowing (Date 2) was done about the same time as most conventional drilling in the area. It was not done in the 1992 experiment. The sugar beet seed drill was the same for all treatments. It had disc openers adapted for drilling directly into mulch. The tractors used for shallow tillage had double wheels and tyre pressures of about 120 kPa, and they had a compacting roller placed in front of them. The tractor used for sugar beet drilling had narrow

Table 1

Soil properties (particle size distribution, organic matter and CaCO₃ contents, water content at different water potentials) of the ploughed layer (0–25 cm) for each experiment

Experiment:	1989	1990	1991	1992
Soil type:	Chalky	Chalky	Loam	Silt loam
US taxonomy:	Typic Rendoll	Typic Rendoll	Rendollic Eutrochrept	Typic Agrudalf
FAO classification:	Rendzina	Rendzina	Calcic cambisol	Gleyic luvisol
Clay (g kg ⁻¹)	72	66	216	139
Silt (g kg ⁻¹)	148	112	428	768
Sand (g kg ⁻¹)	8	11	262	74
Organic matter (g kg ⁻¹)	32	33	22	17
CaCO ₃ (g kg ⁻¹)	740	778	72	2
Water content (g g ⁻¹) at -50 kPa	0.186	0.182	0.186	0.204
Water content (g g ⁻¹) at -100 kPa	0.164	0.163	0.164	0.166
Water content (g g ⁻¹) at -500 kPa	0.139	0.114	0.127	0.080

Table 2

Climate conditions for the four experimental years: rainfall and number of frost days over a month from October to February, rainfall and mean air temperature over a 10 day period in March, April and May

Month	Chalky soil 1989		Chalky soil 1990		Loam soil 1991		Silt loam soil 1992	
	Rainfall (mm)	No. of frost days	Rainfall (mm)	No. of frost days	Rainfall (mm)	No. of frost days	Rainfall (mm)	No. of frost days
October	65	1	35	2	81	0	51	0
November	48	17	49	14	68	5	79	0
December	105	1	48	19	67	13	44	8
January	59	13	38	13	71	17	7	6
February	50	14	59	4	24	19	41	3
Ten day period	Rainfall (mm)	Mean air temperature (°C)	Rainfall (mm)	Mean air temperature (°C)	Rainfall (mm)	Mean air temperature (°C)	Rainfall (mm)	Mean air temperature (°C)
1–10 March	24 ¹	6.5	4 ¹	9.5	16	9.2	7	7.9
11–20 March	18	7.7	2	10.5	9 ¹	11.4	24	8.2
21–31 March	7 ¹	11.8	9 ¹	7.7	36	6.8	41	6.3
1–10 April	42	9.0	5	7.4	9 ¹	9.6	5 ¹	7.8
11–20 April	24	8.4	23	7.2	1	10.1	13	8.7
21–30 April	42	7.3	48	10.1	23	7.6	16	11.5
1–10 May	3	14.2	9	18.2	6	8.2	13	10.8

¹ Period of sugar beet sowing.

wheels and tyre pressures of about 250 kPa. Nitrogen was applied at a rate of 120 kg ha⁻¹ before sugar beet sowing.

The experimental design was a split plot with two blocks. The sowing date was the main-plot treatment and the drilling technique was the sub-plot treatment. Individual plots were of 30 m length and 12 m width.

2.2. Data collection

The structure of the arable layer, excluding the seed bed, was assessed by mapping typical macroscopic structural features (Manichon, 1987), on a vertical face of a soil profile of 6 m width (Fig. 1). The soil profile was determined on one plot per treatment at the beginning of May. It was not done for the second direct drilling. In this case, the soil profile was assumed to be similar to that in the first direct drilling, as the only difference in tillage technique was the date of sowing sugar beet. The ploughed layer was divided into three zones identified by the presence and origin of the tractor wheel tracks (Fig. 1), the location of which was noted after each tillage operation. The Z₁ zones were under wheel tracks made at sugar beet sowing, which covered 20% of the plot surface for both drilling techniques. The Z₂ zones were under wheel tracks made at seed bed preparation, and at cover crop sowing for the direct drilling technique, which covered respectively 40% and 57% of the plot surface for conventional drilling and direct drilling. The Z₃ zones were without any wheel tracks from ploughing. The areas with a massive structure and no visible macropores were visually mapped on the soil profile (examples are shown in Fig. 2). This allowed

Table 3
Soil gravimetric water content at seed bed preparation and sugar beet sowing as a function of soil depth, drilling technique and tillage date

Experiment	Drilling technique	Tillage operation	Tillage date	Soil gravimetric water content (g g^{-1}) in the layer	
				0–5 cm	5–25 cm
Chalky soil 1989	Conventional	Seed bed preparation and sugar beet sowing date 1	7/3/89	0.189 c	0.251 c
		Seed bed preparation and sugar beet sowing date 2	30/3/89	0.145 b	0.225 b
	Direct	Seed bed preparation and cover crop sowing ¹	7/10/88	0.132 a	0.152 a
		Sugar beet sowing date 1	7/3/89	0.188 c	0.251 c
	Conventional	Sugar beet sowing date 2	30/3/89	0.148 b	0.221 b
		Seed bed preparation and sugar beet sowing date 1	9/3/90	0.191 c	0.230 b
Chalky soil 1990	Conventional	Seed bed preparation and sugar beet sowing date 1	22/3/90	0.172 ab	0.205 a
		Seed bed preparation and sugar beet sowing date 2	22/3/90	0.172 ab	0.205 a
	Direct	Seed bed preparation and cover crop sowing ¹	15/11/89	0.220 d	0.201 a
		Sugar beet sowing date 1	9/3/90	0.186 bc	0.233 b
	Conventional	Sugar beet sowing date 2	22/3/90	0.170 a	0.201 a
		Seed bed preparation and sugar beet sowing date 1	14/3/91	0.174 b	0.206 bc
Loam soil 1991	Conventional	Seed bed preparation and sugar beet sowing date 1	4/4/91	0.182 bc	0.198 b
		Seed bed preparation and sugar beet sowing date 2	4/4/91	0.182 bc	0.198 b
	Direct	Seed bed preparation and cover crop sowing ¹	20/9/90	0.088 a	0.124 a
		Sugar beet sowing date 1	14/3/91	0.213 d	0.217 c
	Conventional	Sugar beet sowing date 2	4/4/91	0.200 cd	0.201 b
		Seed bed preparation and sugar beet sowing date 1	10/4/92	0.167 b	0.230 b
Silt loam soil 1992	Conventional	Seed bed preparation and sugar beet sowing date 1	²	²	²
		Seed bed preparation and sugar beet sowing date 2	²	²	²
	Direct	Seed bed preparation and cover crop sowing ¹	19/9/91	0.081 a	0.082 a
		Sugar beet sowing date 1	10/4/92	0.221 c	0.230 b
	Conventional	Sugar beet sowing date 2	²	²	²
		Seed bed preparation and sugar beet sowing date 1	²	²	²

¹ Same tillage date for the two sugar beet sowing dates with direct drilling.

² Not realised in the experiment.

Values for one experiment followed by the same letter within a column are not significantly different ($P=0.05$) according to least significant difference (LSD).

estimation of their relative importance in the arable layer for each zone, by calculating the fraction of area they occupied on the vertical surface of the soil profile. Dry bulk density was measured in the Z_2 zones at the same time as soil profiles, using a transmission gamma-ray probe (Bertuzzi et al., 1987) at four depths (10, 15, 20 and 25 cm) with three replicates per plot. Aggregate size distribution in the seed bed was assessed by dry sieving of undisturbed soil samples from the soil surface to the sowing depth taken from the sugar beet row

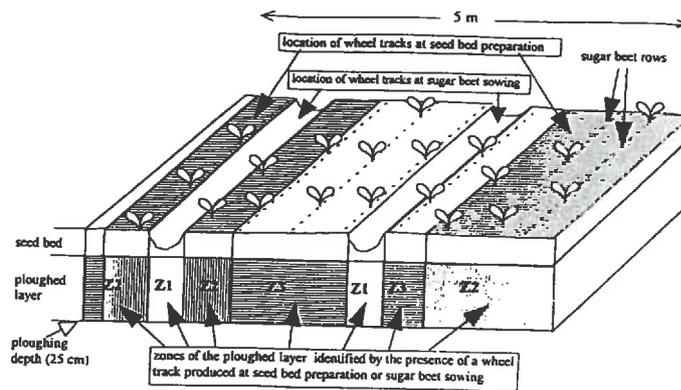


Fig. 1. Partition of the soil profile for soil structural description. Z_1 , Zones under the wheel tracks at sugar beet sowing; Z_2 , zones under the wheel tracks at seed bed preparation (and at cover crop sowing for direct drilling) Z_3 , zones without any wheel tracks.

(7 cm width, 20 cm length) with three replicates per plot. These measurements were done in three experiments (1989, 1991 and 1992) for the first sugar beet sowing date. The soil water content in the ploughed layer (0–25 cm) was determined gravimetrically every 5 cm at each soil tillage operation (three profiles per plot). The water content was measured every 1 cm on sugar beet rows (0–4 cm) for profiles sampled during germination (three profiles per plot). Soil temperature probes (thermistors) were placed at 2 cm depth in sugar beet rows, with three replicates per plot. Soil temperature was recorded continuously with a time-step of 1 h. Crust development was monitored after each rain event on three small rectangular areas (0.18 m²) within each plot. This was done by determining visually the morphological aspect of the crust (structural or depositional facies; Bresson and Boiffin (1990)) and the percentage of area covered by each facies on the sugar beet row.

The sowing depths of 200 seeds were measured on each plot during germination. Emergence counts were made every day on two zones per plot (12 rows of 8 m length). Where

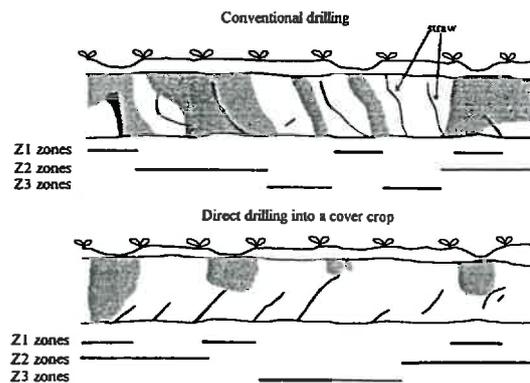


Fig. 2. Examples of soil profile maps (experiment in 1992) indicating the areas with a massive structure and no visible macropores (shaded area) in relation to the zones defined by wheel tracks (see Fig. 1). Horizontal bars indicate the location and the width of each zone in the soil profile.

emergence failed, an attempt was made to excavate about 35 seeds per plot and determine the cause of failure. Sugar beet seeds were eaten by skylarks (*Alauda arvensis*) and/or field mice (*Apodemus sylvaticus*) before emergence. Aerial seedling biomass after emergence was measured three or four times between the four- and eight-leaf stages, with 80 seedlings per sample per treatment for seedlings emerged on the same day. Growth data were fitted by a nonlinear regression to an exponential function of thermal time (Boiffin et al., 1992) with temperatures measured at 2 cm depth in the seed bed. Each treatment was then characterised by two growth parameters—the relative growth rate and the biomass at emergence.

3. Results and discussion

3.1. Soil water and thermal regimes

Soil water content at 0–5 cm and at 5–25 cm depth at the time of seed bed preparation and sugar beet sowing varied widely (Table 3) because of the different periods of operation and the antecedent soil water balance for these periods. The driest conditions for seed bed preparation occurred in late summer or early autumn for cover crop sowing (experiments in 1989, 1991 and 1992). Conversely, soil moisture was highest when seed bed preparation occurred in late winter for the first conventional drilling or in late autumn (for cover crop sowing in the 1990 experiment). Soil water content at sugar beet sowing was lower for the second date than for the first in experiments in 1989 and 1990, because of increased evaporation with time. This was not the case in the superficial layer of the 1991 experiment because there was a light rain just before sowing.

At sugar beet sowing, soil water content with direct drilling into a cover crop differed from conventional drilling in the 1991 and 1992 experiments for the 0–5 cm layer, which was wetter for direct drilling than for conventional drilling. There were never any significant differences between the treatments in soil water content in the 5–30 cm layer. These results indicate that soil water storage was not strongly influenced by water consumption of the cover crop. Low cover crop aerial biomass (dry matter less than 1.7 Mg ha^{-1}) and low winter temperatures (Table 2) suggest low transpiration rates, and hence low water consumption. Conversely, the water budget of the 0–5 cm layer may be increased with direct drilling into a cover crop through a higher hydraulic conductivity owing to the absence of spring soil tillage, giving a more continuous arable layer which facilitates water intake from underlying layers, and a decrease in water evaporation owing to the mulch effect of cover crop residues. This reduced evaporation is consistent with the greater cover crop aerial biomass in 1991 and 1992 (dry matter of 1.5 Mg ha^{-1} and 1.7 Mg ha^{-1} , respectively) compared with 1989 and 1990 (dry matter of 0.8 Mg ha^{-1} and 0.3 Mg ha^{-1} , respectively) where there was no difference in soil water content between the two drilling techniques.

After sugar beet sowing, the soil water content was lower and more variable in the 0–2 cm layer than in the 2–4 cm layers because of soil surface desiccation in spring (Fig. 3). Differences between drilling techniques at sugar beet sowing in the 1991 and 1992 experiments tended to disappear several days (6–14 days) after sowing. This may be attributed

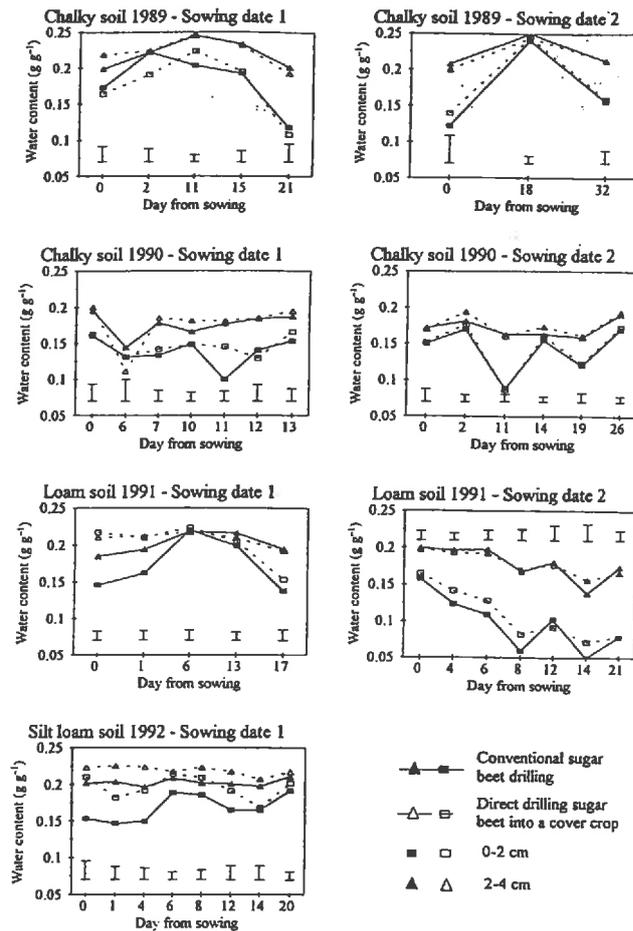


Fig. 3. Seed bed gravimetric water content in the 0–2 cm and 2–4 cm layers after sugar beet sowing. Vertical bars indicate least significant difference (LSD) at 5% level.

to the disappearance of the cover crop residues, which gradually decayed and were partially removed from the sugar beet row by the disc openers.

Table 4 shows accumulated growing degree days, at 2 cm depth in the seed bed, at several times after sowing. There was little difference in the seed bed temperatures between drilling techniques (less than 10°C day, 30 days after sowing). This small influence of drilling technique on seed bed temperature may be due to the small amount of cover crop biomass and its removal by the disc openers. Consequently, no important mulch effect modified the soil thermal regime.

3.2. Structure of the ploughed layer

Table 5 gives the percentage of the area of the cultivated profile that had compacted and massive structure without visible macropores in the three zones identified by the presence

Table 4
Accumulation of growing degree days at 2 cm depth in the seed bed as a function of time from sowing, drilling technique and sowing date

Experiment	Drilling technique	Sowing date	Growing degree days (°C day, base 0°C) for different times from sowing		
			5 days	15 days	30 days
Chalky soil 1989	Conventional	1	41 a	115 a	276 a
	Direct	1	41 a	117 a	281 a
	Conventional	2	64 a	152 a	284 a
	Direct	2	65 a	157 b	294 b
Chalky soil 1990	Conventional	1	49 a	152 a	269 a
	Direct	1	49 a	150 a	263 a
	Conventional	2	31 a	109 a	226 a
	Direct	2	32 a	113 b	235 b
Loam soil 1991	Conventional	1	52 a	131 a	291 a
	Direct	1	51 a	129 a	285 a
	Conventional	2	50 a	169 a	315 a
	Direct	2	48 b	166 b	312 a
Silt loam soil 1992	Conventional	1	58 a	163 a	342 a
	Direct	1	55 b	159 b	334 b

Values for one experiment and one sugar beet sowing date followed by the same letter within a column are not significantly different ($P=0.05$) according to LSD.

and origin of wheel tracks. This percentage was greatest under the wheel tracks made at sugar beet sowing (Z_1 zones) and least in intact zones (Z_3 zones). There was no significant effect of the treatment in either case, although there was a tendency towards larger compacted areas for the first conventional drilling. The between-treatment variations were larger for the zones under the wheel tracks made at seed bed preparation and, for direct drilling, at cover crop sowing (Z_2 zones). The percentage of compacted areas in the Z_2 zones was greatest for the first conventional drilling. Such variations were consistent with those of dry bulk densities (Table 5). Soil compaction by wheel tracks depends on soil mechanical properties, which are influenced by texture and water content, mechanical constraints imposed on the soil during traffic, and the initial structure of the soil profile. The macropore volume is considerably reduced when high pressure is combined with high water content in the ploughed layer (Guérif, 1982). This is typically the case for the Z_1 zones, which supported wheel tracks at sugar beet sowing. In this case, tractor tyres are narrow and were inflated to about 250 kPa. The tendency for a greater proportion of compacted areas in the Z_1 zones of the first conventional drilling plots is probably due to the superimposition of some wheel tracks at sugar beet sowing on wheel tracks made at seed bed preparation which had already induced a severe compaction, or to a greater soil water content at sugar beet sowing (Table 3).

The Z_2 zones, which were larger than the Z_1 zones, were under lower mechanical constraints, as wheel tracks for seed bed preparation were made with twin wheels and large tyres with low inflation pressures. These conditions produce severe compaction only in very wet conditions. This accounts for the smaller percentage of compacted areas in the Z_2 zones compared with the Z_1 zones, and for the percentage of compacted areas in the Z_2 zones

Table 5

Percentage of the area of the cultivated profile that had a compacted and massive structure in each zone defined by the tractor wheel tracks (see Figs. 1 and 2) and mean bulk density of the Z_2 zones

Experiment	Drilling technique ¹	Sowing date	Percentage of compacted areas in zones			Mean bulk density of the Z_2 zones (g cm^{-3}) ⁴
			Z_1 ²	Z_2 ³	Z_3	
Chalky soil 1989	Conventional	1	95	46	15	1.47 a
	Conventional	2	18	6	3	1.31 b
	Direct	1	90	5	3	1.33 b
Chalky soil 1990	Conventional	1	95	22	2	1.51 a
	Conventional	2	68	3	2	⁵
	Direct	1	88	2	1	1.40 b
Loam soil 1991	Conventional	1	58	16	1	1.37 a
	Conventional	2	56	2	5	1.42 a
	Direct	1	49	4	1	1.36 a
Silt loam soil 1992	Conventional	1	66	61	19	1.39 a
	Direct	1	52	8	7	1.31 b
Average ⁶	Conventional	1	78 a	36 a	9 a	
	Conventional	2	47 a	4 b	3 a	
	Direct	1	70 a	5 b	3 a	

¹ The soil profile for the second direct drilling was not observed because it was assumed to be similar to the first direct drilling, except for the Z_1 zones.

² Including intersection Z_1 – Z_2 .

³ Excluding intersection Z_1 – Z_2 .

⁴ Mean value of measurements at 10, 15, 20 and 25 cm depth for each Z_2 zone. Values followed by the same letter within an experiment are not significantly different ($P=0.05$) according to LSD.

⁵ No measurement.

⁶ Analysis of variance was performed in each zone considering experiments as blocks. Values followed by the same letter within a zone are not significantly different ($P=0.05$) according to LSD.

being greater for the first conventional drilling than for the second conventional drilling and the first direct drilling. The wettest conditions for seed bed preparation occurred in the first conventional drilling (Table 3).

The Z_3 zones received no wheel tracks from ploughing, which explains the low percentage of compacted areas. The larger percentages of compacted areas for the first conventional drilling may be due to soil compaction before ploughing, or because the zone compacted by a wheel is sometimes larger than the tyre width, which means that borders of the Z_3 zones may have been influenced by compaction in the Z_1 or Z_2 zones.

3.3. Aggregate size distribution in the seed bed

Fig. 4 shows aggregate size distribution in the seed bed in autumn immediately after cover crop sowing, in late winter or early spring immediately after conventional soil tillage, and immediately after sugar beet sowing. The final seed beds (lower graphs in Fig. 4) were more or less loosened depending on the experiment. They were coarser in 1992 (silt loam soil) than in 1991 (loam soil) and 1989 (chalky soil). The difference between drilling techniques was less marked than the difference between experiments, but seed beds tended

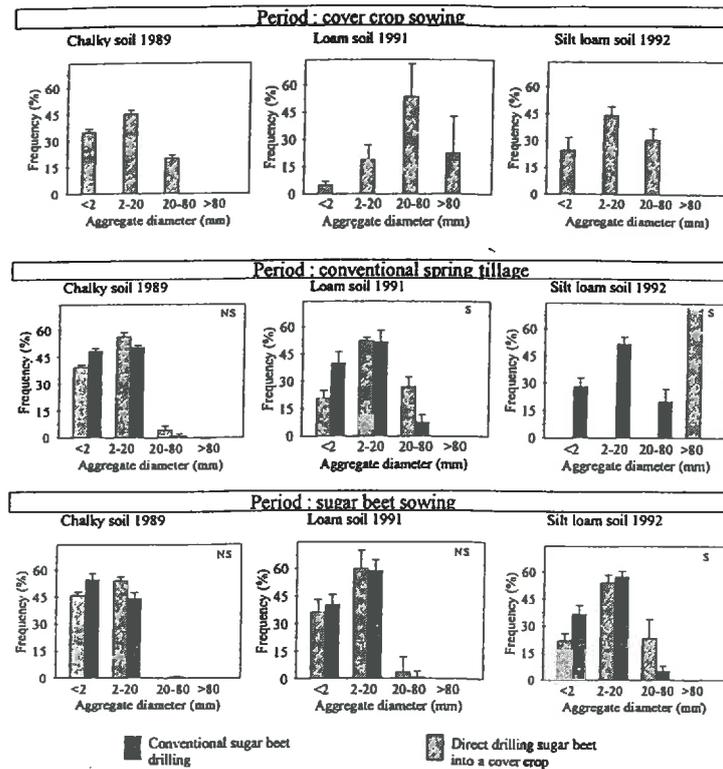


Fig. 4. Aggregate size distribution in the seed bed at different sampling times. Vertical bars indicate 1 SD. S or NS indicates that aggregate size distributions of the two drilling techniques at a particular sampling time are significantly different (S) or not (NS) after a χ^2 test at 5% level.

to be coarser with direct drilling, especially in the 1992 experiment. These final differences were inherited from the structure obtained before sugar beet drilling just after the conventional spring tillage (graphs in the middle row in Fig. 4). The trends in differences between experiments and drilling techniques were the same at this time as after drilling, but the contrasts were more pronounced. This was particularly evident when comparing direct drilling with conventional drilling in the 1992 experiment in the silt loam soil, where the surface structure was completely continuous before sugar beet drilling. These results indicate that drill implements had loosened the aggregates and homogenised their size distribution, by breaking clods and crusts or by removing them from the sugar beet row. However, this effect was not sufficient to eliminate completely differences in seed bed structure between drilling techniques.

For direct drilling, the seed bed structure in late winter or early spring depends on the seed bed structure at cover crop sowing (upper graphs in Fig. 4) and on its change during winter. In the chalky soil, which has a low cohesion even in dry conditions, soil tillage generated a fine seed bed structure at cover crop sowing. During winter, the proportion of fine earth (less than 2 mm) did not change but aggregates with diameter greater than 20

Table 6

Sowing depth and proportion of superficial seeds according to drilling technique and sugar beet sowing date (standard deviation in parenthesis)

Experiment	Drilling technique	Sowing date	Sowing depth (cm)	Proportion of superficial seeds ¹ (%)
Chalky soil 1989	Conventional	1	0.9(0.4)a	1
	Direct	1	0.8(0.5)a	1
	Conventional	2	1.8(0.4)a	0
	Direct	2	1.7(0.7)a	0
Chalky soil 1990	Conventional	1	2.1(0.3)a	0
	Direct	1	2.1(0.2)a	0
	Conventional	2	1.0(0.3)a	1
	Direct	2	1.0(0.3)a	0
Loam soil 1991	Conventional	1	0.8(0.5)a	9 a
	Direct	1	0.8(0.6)a	24 b
	Conventional	2	1.7(0.7)a	2 a
	Direct	2	1.7(0.8)a	5 b
Silt loam soil 1992	Conventional	1	1.7(0.6)a	1 a
	Direct	1	1.4(0.7)b	12 b

¹ Superficial seeds means seeds not covered by fine earth and visible at the soil surface. Values for one experiment and one sugar beet sowing date followed by the same letter within a column are not significantly different ($P=0.05$) according to LSD.

mm disappeared. Chalky soils have a high aggregate stability owing to their high content of CaCO_3 (700 g kg^{-1}), which impedes crust development. The thin crust that formed was very easy to break by the sugar beet seed drill. In the loam soil, the seed bed was very coarse at cover crop sowing because of the high soil cohesion induced by the clay content (220 g kg^{-1} clay) in dry conditions. The aggregate size distribution changed greatly during the winter, and particle diameters became smaller. Clayey soils are very susceptible to cracking owing to drying–wetting cycles and frost, which was intense in the experiment in 1991 (Table 2). Most of the surface clods were broken during winter, and those that remained were very crumbly and readily broken by drill implements. The seed bed of the silt loam soil was rather fine at cover crop sowing. A thick (2 cm) crust developed during winter, leaving no distinct aggregates at the soil surface. This was due to the interaction between winter rainfall (240 mm) and low aggregate stability, because of the low clay (140 g kg^{-1} clay) and low CaCO_3 content of this soil. The crust, which remained wet in spring, was not completely broken by the sugar beet seed drill.

3.4. Sowing depth

Mean sowing depth varied with the experiment and the sowing date because of the seed drill adjustment (Table 6). The mean sowing depths for the two drilling techniques were the same for a given experiment and a given sugar beet sowing date, with a slight tendency for a shallower and more variable sowing depth with direct drilling. There was a greater proportion of superficial seeds for direct drilling in experiments in 1991 and 1992. This was probably due to the coarser seed bed structure and the disturbing effect of the cover crop mulch, which was more developed in 1991 and 1992, on the seed drill functioning.

Table 7
Sugar beet establishment characteristics (final emergence percentage, time for 50% emergence and time between 10 and 90% emergence) as a function of drilling technique and sowing date

Experiment	Drilling technique	Sowing date	Final emergence percentage ¹	Final emergence percentage corrected ²	Time for 50% emergence ² (days)	Time between 10 and 90% of emergence ³ (days)
Chalky soil 1989	Conventional	1	74.9 a	90.7 a	16.7 a	6.0 a
	Direct	1	68.7 b	90.1 a	17.2 a	6.0 a
	Conventional	2	91.9 a	92.0 a	12.8 a	5.5 a
	Direct	2	71.5 b	94.8 b	12.2 a	5.7 a
Chalky soil 1990	Conventional	1	78.5 a	78.9 a	14.8 a	10.5 a
	Direct	1	82.4 a	82.6 a	15.2 a	10.7 a
	Conventional	2	61.9 a	61.9 a	32.7 a	14.2 a
	Direct	2	75.5 b	75.5 b	24.5 b	14.0 a
Loam soil 1991	Conventional	1	82.3 a	82.3 a	16.7 a	7.2 a
	Direct	1	76.5 b	76.5 b	17.2 a	7.8 a
	Conventional	2	85.1 a	85.1 a	19.2 a	28.2 a
	Direct	2	80.5 b	80.5 b	17.2 b	28.0 a
Silt loam soil 1992	Conventional	1	89.9 a	90.0 a	14.2 a	5.2 a
	Direct	1	81.7 b	85.2 a	14.7 a	6.2 b

¹ Percent of seed positions.

² Percent of seed positions less seeds eaten by predators.

³ Percent of total emerged seedlings.

Values for one experiment and one sugar beet sowing date followed by the same letter within a column are not significantly different ($P=0.05$) according to LSD.

3.5. Sugar beet emergence

Table 7 shows the characteristics of emergence for each experiment. The final emergence percentage varied from 62 to 92%. It was 5–20% lower for direct drilling than for conventional drilling, except in the 1990 experiment. In this case, the final emergence percentages for the two drilling techniques were similar for the first sowing date, and emergence was lower for conventional drilling for the second sowing date. Predator damage occurred in 1989 and 1992. In both cases, there was more damage on direct drilled plots. Excluding the missing seeds in calculating the final emergence percentages, the difference between the two drilling techniques was less than 6%, and the final emergence percentage was 75–95% in experiments in 1989, 1991 and 1992. Thus, physical conditions were good during emergence for these three experiments and the lower final emergence in direct drilled plots was mainly due to predator damage. In the 1990 experiment and for the second sowing date, a thick crust developed during emergence, impeding seedling emergence and causing a low final emergence percentage. The times for 50% emergence and times between 10 and 90% emergence were very similar for the two drilling techniques for a given sowing date. However, in experiments in 1990 and 1991, the emergence was more rapid for direct drilling at the second sowing date. Dry conditions occurred during germination in these two experiments (Table 2), and the seed bed water potential dropped below -500 kPa (Fig. 3 and Table 1), a critical value for sugar beet germination (Gummerson, 1986). The seed bed water content was greater in direct drilling plots, particularly in the 1991 experiment (Fig.

Table 8
Parameters describing the exponential growth curve¹ as a function of drilling technique and sowing date

Experiment	Drilling technique	Sowing date	Relative growth rate (mg mg ⁻¹ degree days ⁻¹)	Aerial dry matter at emergence (mg)
Chalky soil 1989	Conventional	1	0.0144	3.1
	Direct	1	0.0159	1.4
	Conventional	2	0.0151	2.9
	Direct	2	0.0159	1.5
Chalky soil 1990	Conventional	1	0.0145	2.1
	Direct	1	0.0145	1.9
	Conventional	2	0.0113	3.2
	Direct	2	0.0113	2.6
Loam soil 1991	Conventional	1	0.0157	3.1
	Direct	1	0.0169	1.8
	Conventional	2	0.0174	2.0
	Direct	2	0.0171	2.1
Silt loam soil 1992	Conventional	1	0.0171	2.9
	Direct	1	0.0166	2.4
Average ²	Conventional		0.0151 a	2.8 a
	Direct		0.0155 a	2.0 b

¹ Experimental results (dry weight of seedlings emerged on the same day) were fitted to the following exponential model:

$$W_t = W_0 \exp[G, \theta_t]$$

where W_t is the aerial individual biomass at time t , W_0 is the aerial biomass at emergence, G_r is the relative growth rate, θ_t is the thermal time in the seed bed from emergence ($^{\circ}\text{C day}$, base temperature 4°C). Correlation coefficients were always greater than 0.97.

² Analysis of variance was performed considering sowing dates as replicates. Values followed by the same letter are not significantly different ($P=0.05$) according to LSD.

3), and germination was less affected. In the case of the second sowing in the 1990 experiment, this faster germination allowed a higher proportion of seedlings to emerge before crust formation.

3.6. Seedling growth

Table 8 gives the relative growth rates and aerial biomasses at emergence estimated for seedlings that emerged on the same date for each experiment and sowing date. Relative growth rates were similar between drilling techniques but aerial biomasses at emergence were lower for direct drilling than for conventional drilling. These results show that differences in sugar beet growth between drilling techniques are generated during emergence or immediately after (before the four-leaf stage). Such differences cannot be explained by temperature changes between drilling techniques, which were taken into account through the thermal time and which were very low. Seed bed water content after sowing varied in a range where changes do not affect seedling growth (Aura, 1975). Adverse factors may be seedling contact with clods or crusts (Durr et al., 1992), temporary nitrogen deficiency owing to partial immobilisation of soil nitrogen during cover crop decay, or a temporary

shading by surface clods and cover crop mulch just after emergence. Further experiments are necessary to explain these effects of direct drilling.

4. Conclusion

The main soil processes and soil–plant relationships altered by drilling sugar beet directly into a cover crop are soil compaction, seed bed loosening and predator damage to seeds and seedling growth. The specific effect of direct drilling into a cover crop appears to be less related to the presence of the cover crop than to the timing of seed bed preparation and its subsequent effects on soil structure. The major risk associated with direct drilling of sugar beet in an autumn sown cover crop is insufficient loosening of the first few centimetres of soil before sugar beet drilling, leading to a too coarse seed bed. This risk is particularly large in unstable soils with a small clay content that are subject to structural degradation and crust formation during winter, because seed beds created in autumn degrade intensively. Clayey soils also tend to give coarse seed beds in autumn when tilled in dry conditions. The cracking of surface clods by frost and drying–wetting cycles may compensate for this tendency and improve seed bed structure during winter. However, this process may be inefficient in mild winters. Conversely, there is little risk of a coarse seed bed on chalky soils, which have both low cohesion and high aggregate stability. Differences in seed bed structure after conventional and direct drilling just before sugar beet sowing are considerably reduced by the drilling implements. Drilling is clearly one of the most important tillage operations. As a result, the differences in seed bed structure encountered during the 4 years of experiment were relatively low. In contrast with possibly less favourable seed beds, direct drilling into a cover crop leads to less compaction in the underlying layers because seed beds are usually prepared in drier conditions in early autumn than in spring.

The overall balance for sugar beet establishment between conventional drilling and direct drilling into a cover crop is slightly in favour of conventional drilling for a given sugar beet sowing date. Predator damage is the main problem for sugar beet establishment in direct drilled plots, which could be partly due to poorer control of seed placement. It should be offset by increased seed density. Direct drilling into a cover crop also allows sugar beet to be sown earlier, because it reduces the soil compaction associated with seed bed preparation in spring and decreases field work in spring. The advantage of conventional drilling for sugar beet establishment may be insufficient to counteract the effect of an early sowing date on seedling growth. These results for soil structure and crop establishment and its environmental advantages suggest that direct drilling of sugar beet into a cover crop may be an attractive technique for large farms with heavy work loads in spring, in areas where the soil has a high aggregate stability. Further experiments on yield response to direct drilling should be conducted, with particular attention paid to arable layer structure and its subsequent effects on root growth and mineral or water nutrition. Crop establishment is the result of a large number of interacting processes, each of them being influenced by climatic conditions. As a consequence, experimental approaches and designs used for comparing tillage and sowing techniques need to be replicated in a large range of environmental conditions. This highlights the importance of the modelling approach to study crop establishment.

Acknowledgements

The authors thank the French Ministry of Research, Monsanto Chemicals, and the Arcis sur Aube sugar refinery (Aube) for financial support. The French Institute of Sugar Beet (ITB) helped conduct the field experiment. We also thank Messrs. Poirson, Demazure and Piercourt (farmers at Mesnil La Comtesse (Aube), Barenton-Cel (Aisne) and Mortiers (Aisne)), for their practical contribution in setting up the experiments in their fields. D. Boitez and five students (S. Lesignor, M. Elguerrouj, A. Mullié, C. Parrant and P. Blouin) all helped with the field measurements.

References

- Aura, E., 1975. Effects of soil moisture on the germination and emergence of sugar beet (*Beta vulgaris* L.). *J. Sci. Agric. Soc. Finl.*, 47: 1–70.
- Baril, C., 1991. Le semis sous couvert. Proc. 54th Winter Congress IIRB, 20–21 February 1991, Brussels, pp. 55–68.
- Bertuzzi, P., Bruckler, L., Gabilly, Y. and Gaudu, J.C., 1987. Calibration, field-testing and error analysis of a gamma-ray probe for in situ measurement of dry bulk density. *Soil Sci.*, 144: 425–436.
- Boiffin, J., 1994. L'implantation de la betterave sucrière. Un point sur les recherches actuelles. In: J. Boiffin (Editor), Proc. Conf. INRA–ITB of Chauny (Aisne), 4 June 1993. Les Colloques de l'INRA, Vol. 67. INRA, Paris, 226 pp.
- Boiffin, J., Durr, C., Fleury, A., Marin-Lafleche, A. and Maillet, I., 1992. Analysis of the variability of sugar beet growth during the early stages. I. Influence of various conditions on crop establishment. *Agronomie*, 12: 515–525.
- Bresson, L.M. and Boiffin, J., 1990. Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. *Geoderma*, 47: 301–325.
- Buchner, W., 1987. Cultivation techniques for reducing soil erosion in the Rhineland. In: R.P.C. Morgan and R.J. Rickson (Editors), *Agriculture, Erosion, Assessment and Modelling*. CEE Reprint EUR-10860, Silsoe, pp. 283–297.
- Cariolle, M. and Duval, R., 1991. Evolutions récentes des techniques d'implantation de la betterave à sucre en France. Proc. 54th Winter Congress IIRB, 20–21 February 1991, Brussels, pp. 21–42.
- Durr, C., Boiffin, J., Fleury, A. and Coulomb, I., 1992. Analysis of the variability of sugar beet growth during the early stages. II. Factors influencing seedling size in field conditions. *Agronomie*, 12: 527–535.
- Fomstrom, K.J. and Boehnke, R.D., 1976. A growing mulch tillage system to reduce wind erosion losses of sugar beets. *J. Am. Soc. Sugar Beet Technol.*, 19: 65–73.
- Gauer, E., Shaykewich, C.F. and Stobbe, E.H., 1982. Soil temperature and soil water under zero tillage in Manitoba. *Can. J. Soil Sci.*, 62: 311–325.
- Guéris, J., 1982. Compactage d'un massif d'agrégats: effet de la teneur en eau et de la pression appliquée. *Agronomie*, 2: 287–294.
- Guéris, J., 1990. Factors influencing compaction-induced increases in soil strength. *Soil Tillage Res.*, 16: 167–178.
- Gummerson, R.J., 1986. The effects of constant temperatures and osmotic potentials on the germination of sugar beet. *J. Exp. Bot.*, 37: 729–741.
- Hay, R.K., Holmes, J.C. and Hunter, E.A., 1978. The effects of tillage, direct drilling and nitrogen fertilizer on soil temperature under a barley crop. *J. Soil Sci.*, 29: 174–183.
- Janzen, H.H. and Radder, G.D., 1989. Nitrogen mineralization in a green manure-amended soil influenced by cropping history and subsequent crop. *Plant Soil*, 120: 125–131.
- Machet, J.M. and Mary, B., 1989. Impact of agricultural practices on the residual nitrogen in soil and nitrate losses. In: J.C. Germon (Editor), *Management Systems to Reduce Impact of Nitrates*. Elsevier, Amsterdam, pp. 126–146.

- Maillard, A. and Vullioud, O., 1993. Effets du semis sous litière sur la couverture du sol, le rendement et la qualité de la betterave sucrière. *Rev. Suisse Agric.*, 25: 303–312.
- Maillard, A., Sturny, W. and Vullioud, O., 1989. Semis sous litière de la betterave sucrière dans des engrais verts non hivernants. I. Effets sur le peuplement et le rendement en sucre. *Rev. Suisse Agric.*, 21: 322–328.
- Maillard, A., Vacheron, C. and Perrotet-Muller, J., 1990. Lutte contre l'érosion du sol en grandes cultures par le semis sous litière. *Rev. Suisse Agric.*, 22: 215–226.
- Manichon, H., 1987. Observation morphologique de l'état structural et mise en évidence d'effets de compactage des horizons travaillés. In: G. Monnier and M.J. Goss (Editors), *Soil Compaction and Regeneration*. Balkema, Rotterdam, pp. 39–52.
- McKyes, E., 1985. Soil cutting and tillage. In: *Developments in Agricultural Engineering*, No. 7. Elsevier, Amsterdam, 217 pp.
- Meisinger, J.J., Hargrove, W.L., Mikkelsen, R.L., Williams, V.W. and Benson, V.W., 1991. Effects of cover crops on groundwater quality. In: W.L. Hargrove (Editor), *Cover Crops for Clean Water*, Proc. Int. Conf. of West Tennessee Experimental Station, 9–11 April 1991, Jackson, TN, pp. 57–68.
- Mouraux, D., Cappellen, O. and Ledent, J.F., 1990. Techniques of undersowing and sowing in a sod applied to maize to limit environment problems. Proc. 1st Congress ESA, 5–7 December 1990, Paris, S507.
- Richard, G. and Guérif, J., 1988. Modélisation des transferts gazeux dans le lit de semences: application au diagnostic des conditions d'hypoxie des semences de betterave sucrière pendant la germination. II. Résultats des simulations. *Agronomie*, 8: 639–646.
- Scott, R.K. and Jaggard, K.W., 1978. Theoretical criteria for maximum yield. Proc. 41st Winter Congress IIRB, February 1978, Brussels, pp. 179–188.

Characterization of Sugar Beet Seedbed Structure

J. N. Aubertot, C. Dürr,* K. Kiêu, and G. Richard

ABSTRACT

Little information is available on the distribution and shape of aggregates or their spatial arrangement within seedbeds, although influences crop emergence. The aim of this study was to obtain quantitative information on seedbed structure by sampling soil layers, sieving, surface photographs, and stereological analysis of embedded sample sections. Seedbeds prepared with a combined implement (spring tine cultivator and rollers) in a silt loam soil (Typic Hapludalf) with two seeders (K and PI) on plowed (P), not plowed (NP), and not plowed and compacted (NPC) plots, were analyzed. Aggregates were described by measurements of L , l , h , the longest, intermediate and shortest axes and visually classified according to their surface roughness (smooth, 0; to rough, 4). The D fitting parameter of the power-law aggregate size distribution after seeding was significantly smaller (3.4) on NPC than on the other plots (3.8–4.0). The aggregate aspect ratios (l/L and h/L) did not vary with aggregate size or plot, their overall means were 0.77 and 0.55 respectively. Aggregates of roughness classes >2 were 28 to 32% on NPC and NP plots, compared with 74% on P plot. Seeders reduced the number of aggregates >10 mm by one-third compared with the values before seeding. Seeder placed over 60% of the aggregates >20 mm on the soil surface. Aggregates were uniformly distributed across the row by K seeder and away from the center of the row by PI seeder. The information obtained will be used in a computerized seedbed generator.

THIS STUDY was carried out to characterize seedbed structure, particularly for sugar beet (*Beta vulgaris*) crops, to obtain relevant variables that would be both input variables for incorporation into a model predicting seedling emergence (Boiffin et al., 1994) and output variables describing the effects of tillage operations. Few data are available on seedbed structure, defined as the spatial organization, size, and shape of aggregates, although crop establishment can vary widely with these characteristics (Durrant et al., 1988; Dürr et al., 1992). Seedbed structure depends on the soil features (texture, bulk density, and water content), the climate, tillage, and sowing operations. It influences the path the seedling takes to the soil surface. The probability of the seedling failing to emerge depends on the aggregate size and position in the seedbed (Bouaziz and Bruckler, 1989; Souty and Rode, 1993; Boiffin et al., 1994) and roughness (Richard and Dürr, 1997). One reason for the limited amount of information available on seedbed structure is that these variables are not easy to describe. Sieving gives the fraction of the total sample weight in each size range (Kemper and Chepil, 1965). Kritz (1983) measured the mass proportion of aggregates within sublayers in sugar beet seedbeds. Aggregates over 5 mm

were more frequent in the upper layer (0–3 cm) than in the sublayers (3–10 cm). Sandri et al. (1998) found correlations between the results obtained by sieving, image analysis of seedbed surface photographs, laser profile metering, and counting the visible clods with a diameter >40 mm. Their aim was to identify parameters with which to quantify seedbed cloddiness, but the techniques used gave no information on the spatial distribution of aggregates in the seedbed. Seedbed spatial organization could also be described by impregnating soil samples with resin. Image analysis of the embedded sample sections has been used to measure the size, shape, and distribution patterns of voids and pedological features (Protz et al., 1987; Bresson and Boiffin, 1990; Dexter, 1991). X-ray tomography has also been used to determine three-dimensional changes in soil bulk density, porosity, water content, solute concentration, macropore size, and fracture width (Steude and Hopkins, 1994). However, these techniques were not used to determine the number or spatial distribution of aggregates.

Several indices have been calculated to summarize the results on soil structure. Some are simply descriptive, like the mean weight diameter (MWD , Van Bavel, 1949) which is expressed as:

$$MWD = \sum_{i=1}^n \bar{x}_i w_i$$

assuming that the aggregates are graded into n size fractions, with \bar{x}_i being the mean diameter of each size fraction and w_i , the proportion of the total sample weight occurring in the corresponding size fraction. The MWD increases with the coarseness of the soil samples. Fractal analysis, based on a physical approach of fragmentation (Turcotte, 1986), has been used increasingly in recent years to describe variations in soil structure (Perfect, 1997). Relationships can be calculated between the mass or number of fragments and their size (Turcotte, 1986; Perfect et al., 1992). The number-size distribution can be written as $N = N_0 (l/l_0)^{-D}$, where N represents the cumulative number of aggregates whose equivalent radii are greater than l , l_0 the unit length, N_0 the number of aggregates greater than the unit length, and D a dimensionless coefficient called the fractal dimension of the distribution. A power-law number-size relationship indicates that the fragmentation process does not vary over a wide range of scales (Turcotte, 1986). The shape of aggregates should also be independent of the scale if soil fragmentation has a fractal behavior. The shapes of aggregates have been described by measuring their longest L , intermediate l (the longest axis in a plane perpendicular to the longest axis L), and shortest h (the longest axis in a plane perpendicular to the L and l axes) principal axis and by calculating the aspect ratios

J. N. Aubertot, C. Dürr, and G. Richard, INRA, Unité d'Agronomie Laon-Péronne, rue Fernand Christ, 02007 Laon Cedex, France; K. Kiêu, INRA, Unité de Biométrie, route de Saint-Cyr, 78026 Versailles Cedex, France. Received 6 Aug. 1998. *Corresponding author (durr@t.inra.fr).

Abbreviations: MWD , mean weight diameter; NP, not plowed; NPC, not plowed and compacted; P, plowed.

(L/L : h/L : h/L , Dexter, 1985; Perfect et al., 1997). They were independent of aggregate size (Perfect et al., 1997), but were correlated with permanent soil features, like the soil organic and clay contents (Dexter, 1985).

The D values calculated from power-law fitting can be used to compare soil fragmentation under the action of tillage and climate. D increases with the degree of soil fragmentation (Perfect and Blevins, 1997). Another advantage of developing a continuous relationship between the numbers and sizes of aggregates is that it gives a more precise description of the aggregate size distribution than using grades. A closer fit to the real aggregate size distribution, for wide size ranges, can be obtained by a four-parameter distribution (Wagner and Ding, 1994).

Experiments were carried out to characterize the effect of the initial state of the cultivated soil layer before seeding and the influence of the seeder on seedbed structure. The variables for incorporation into a three-dimensional seedbed generator (Boiffin et al., 1994) were aggregate numbers per grade, shape, and spatial arrangement. They were determined by several methods on the same plots: soil sampling with different layers separated and sieved, analysis of soil surface photographs, and stereological analysis of embedded sample sections. The results obtained were compared whenever possible. The relationship between the number and size of aggregates, the MWD , aspect ratios, and aggregate roughness were all determined to compare the fragmentation obtained in the different plots.

METHODS

The experiments were carried out in March through May 1996 at Mons-en-Chaussée (northern France) in a silt loam soil (Typic Hapludalf, Luvisol Orthique, 0.74 g g^{-1} silt, 0.20 g g^{-1} clay, 0.04 g g^{-1} sand, in the 0–0.3 m plowed layer). The preceding crop was wheat with straw removed. The soil before seedbed preparation was either not plowed and compacted (NPC, April 1996), not plowed (NP), or plowed (P, December 1995), providing three different initial states. Soil was compacted under wet conditions (0.22 g g^{-1} mean soil water con-

tent in the 0–0.3 m soil layer) with a tractor (8.0 Mg) running wheel tracks over wheel tracks, with tires inflated at 200 kPa. The initial bulk density was 1.25 g cm^{-3} in the 0–0.3 m soil layer on NP plot and reached 1.55 g cm^{-3} on NPC plot. The seedbed was prepared by a single pass of combined implements (spring tine cultivator and skeleton rollers) at a soil water content of 0.19 to 0.21 g g^{-1} in the 0 to 0.1 m soil layer. Two seeders (K and PI), representing the two main types of sugar beet seeders, were compared. Small skeleton rollers, situated behind Seeder K produced almost flat rows, while the two opposed and inclined covering wheels of Seeder PI produced set-up rows. Each plot (12 rows, 5.4 m wide, 30 m long) was replicated two times. The methods used to describe seedbed structure were compared for two variables (Table 1): total number of aggregates per volume (sieving analysis compared with stereological analysis of embedded sample sections) and the number of visible aggregates per surface area (sieving analysis compared with image analysis of soil surface photographs).

Sieving

Seedbed soil samples were delimited with combs to determine the numbers of aggregates in a precise volume. The size of the sample depended on the width (80 mm) and depth of the soil layer tilled by the seeder, the length (200 mm) ensured inclusion of the bigger aggregates ($\approx 50 \text{ mm}$). The bottom of the sample was delimited by the visual change in structure between the soil layer tilled by the seeder and the sublayer. This depth was measured on each sample (mean: 45 mm). The sample surface was painted with an aerosol bomb, used several times and directed at several angles to ensure complete cover, on NP and NPC plots to distinguish aggregates visible from on soil surface (painted) from those buried within the seedbed (not painted).

Two samples were carefully extracted with a spoon from 6 of the 12 rows in each plot replicate. They were air dried and sieved with a gently shaking machine (30 s, 150 shakes/min, 3-mm amplitude). Grades were <2, 2–5, 5–10, 10–20, 20–30, 30–40 and >40 mm. Painted and non painted aggregates were separated, weighed, graded, and counted. Three classes of aggregate burial were assessed visually from the painted proportion of the aggregate surface: mostly buried aggregates

Table 1. Measured variables according to the methods used (each variable being measured per aggregate size grade).

	Soil surface painting and sample sieving	Image analysis of soil surface photographs	Stereological analysis of embedded sample sections
Total number of aggregates in a given volume	X		X
Number of aggregates visible on a given surface	X	X	
Number of completely buried aggregates in a given volume	X		
Distribution of visible aggregates across the row on a given surface		X	
Degree to which visible aggregates are buried	X		
Spatial arrangement of completely buried aggregates			X
Aggregate shape and roughness	X		

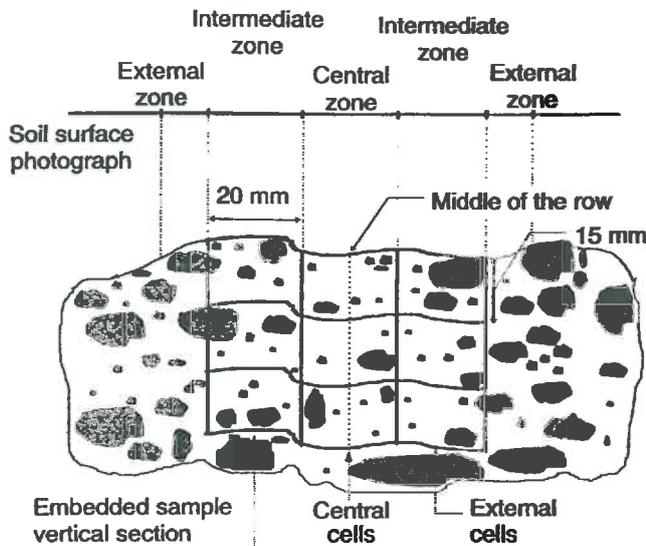


Fig. 1. Definition of three zones across the row for analysis of soil surface photographs and nine cells for analysis of embedded sample sections.

less than 50% of the periphery painted), superficially buried aggregate (more than 50% of the periphery painted), and aggregates laid on the surface (the aggregate surface was almost totally painted).

Subsamples of aggregates ($n = 20-80$) were taken for grades over 20 mm to measure their principal axes with slide calipers (L, l, h) and the aspect ratios ($L/l: l/L: h/L$) were calculated. Their surface roughness was visually classified as zero (completely smooth) to four (very rough).

Photographs of the Soil Surface

Photographs of the soil surface were taken after the samples had been delimited for sieving. Aggregates with an L axis over 20 mm were outlined manually on photographs. The aggregates were assigned to a grade according to their L axis. Three zones (20 mm wide) were delimited on photographs to determine the aggregate positions across the row: central, intermediate and external (Fig. 1). The assignment to a zone depended on the position of the aggregate center of gravity.

Embedded Samples

Three seedbed samples from the NP plot were embedded in hydrophilic epoxy resin (Ciba Geigy, 0.2 L L⁻¹ PY 303-1, 0.4 L L⁻¹ DY 0397, 0.4 L L⁻¹ hardener HY 2963) with a fluorescent compound (2 g kg⁻¹ Uvitex OB), on the same rows from which the samples had been extracted for sieving. One liter of resin was slowly poured over a soil surface delimited by a rectangular frame (200 by 80 mm²) to impregnate each sample. The soil surface was protected against rainfall. Samples were left to dry. Volumes of impregnated soil of about 30 cm diameter were extracted from under the frames 24 hours later. They were cut (200 by 80 by 45 mm³), stored and air dried for 30 d. The samples were then sawed into 15 slices 10 mm thick vertically and perpendicularly to the row. The aggregates over 5 mm were manually outlined under UV light. Each section was divided into nine cells of equal area (20 by 15 mm², Fig. 1). The upper and lower cell edges were defined according to the surface relief. The aggregate outlines were digitized using a scanner. Profiles were automatically segmented within each cell using mathematical methods of image analysis (Visilog software, ThetaScan, Paris). Each profile area was measured, its equivalent radius was calculated and used for grading. The numbers obtained for the external cells, symmetrical with respect to the middle of the row, were averaged because the direction of each embedded sample was not known. The external cells at the bottom of the seedbed were not considered because they contained part of a zone which did not correspond to the soil layer altered by the plow. A stereological method was applied to each cell and the number of aggregates in each zone of the seedbed was determined. The principle of this method is the estimation of the size distribution of spheres from the measured size distribution of profiles observed on sections (Wicksell, 1925). The relationship between the number of profiles observed on

Table 2. Ellipsoid numbers estimated by stereological analysis compared to real numbers of ellipsoids placed in a numerical simulated seedbed (mean values \pm standard errors, $V = 200 \times 60 \times 45$ mm³).

Grade	5-10 mm	10-20 mm	>20 mm
Estimated ellipsoid numbers ($n = 3$)	532 \pm 30	35 \pm 1	0 \pm 0*
Real ellipsoid numbers	556	37	2

An asterisk (*) denotes a significant difference ($P = 0.05$) between the estimated ellipsoid number and the real ellipsoid number placed within the volume.

Table 3. Main axis measurements of aggregates for two grades (mean values \pm standard errors).

Axis	Grade	
	20-30 mm ($n = 30$)	30-40 mm ($n = 13$)
L † (mm)	30 \pm 1	43 \pm 1
l † (mm)	23 \pm 1	33 \pm 1
h † (mm)	15 \pm 1	23 \pm 1

† L = longest axis, l = intermediate axis, h = shortest axis.

a section S and the number of spheres in an elementary volume $S.dy$ (where dy is an elementary length perpendicular to S) can be written as:

$$N_A(j) \cong 2\sqrt{\rho_j^-} - (\rho_j^-)^2 N_V(j) + 2 \sum_{k>j} (\sqrt{\rho_k^-} - (\rho_j^-)^2 - \sqrt{\rho_k^+} - (\rho_j^+)^2) N_V(k)$$

where j corresponds to the grade of objects whose radii are between ρ_j^- and ρ_j^+ and which are represented by ρ_j . $N_A(j)$ the number of discs from the Grade j , $N_V(j).dy$ the number of spheres from the Grade j in the elementary volume $S.dy$. This relationship can be inverted to predict the size distribution of spheres in the volume from the size distribution of discs observed on the sections. Each section was analyzed independently and the results of the 15 sections were averaged. Wicksell's method was tested to determine whether it could be applied to non spherical objects, since aggregates are not spherical. A three-dimensional numerical seedbed was created in which aggregates were represented by ellipsoids. The ellipsoid shapes were obtained using the theoretical values of aspect ratios established by Dexter (1985). The method was used to analyze the same number of virtual samples on the same number of sections (three samples, 15 sections per sample, $V = 200$ by 80 by 45 mm³). The results indicate that the method can be applied with good results to ellipsoids and that the number of sections are sufficient to describe the size distribution (Table 2). The analysis predicted that there should be no aggregate of the grade 20 to 30 mm in the analyzed volume though two ellipsoids were placed in each analyzed volume. This happened because the profiles obtained depended on the distance of the sections from the centers of the ellipsoids and their relative orientations. As there were only two ellipsoids of Grade 20 to 30 mm, the probability that the sections gave profiles belonging to that grade was very small and the profiles obtained were assigned to smaller grades.

Table 4. Aspect ratios of aggregates from several plots and of several sizes (mean values \pm standard errors).

Treatment	L (mm)	l/L	h/L	Surface roughness (% class >2)§	n
NPC†	20 \pm 0.1	0.78 \pm 0.01‡	0.58 \pm 0.01‡	2.5 a¶	80
	30 \pm 0.9	0.76 \pm 0.03	0.53 \pm 0.03	15 b	20
	40 \pm 0.4	0.77 \pm 0.02	0.55 \pm 0.02	28 b	x 32
NP†	41 \pm 0.6	0.79 \pm 0.02	0.52 \pm 0.04	32	x 19
P†	40 \pm 0.6	0.77 \pm 0.03	0.53 \pm 0.04	74	y 19

† NPC = not plowed and compacted, NP = not plowed, P = plowed.

‡ Values were not significantly different from each other ($P = 0.05$, Student's t test). They were not significantly different ($P = 0.05$) from the theoretical aspect ratio in the case of l/L (0.79). Values were significantly different ($P = 0.05$) from the theoretical mean aspect ratio (0.63) in the case of h/L .

§ Based on a scale from (completely smooth) to 4 (very rough).

¶ Column values followed by the same letter are not significantly different at $P = 0.05$ (χ^2 test on NPC clods of various sizes, and on 40-mm aggregates from various plots).

Table 5. Numbers of aggregates estimated by sieving and by stereology on the same three rows for the not plowed (NP) plot (mean values \pm standard errors, $V = 200 \times 60 \times 45 \text{ mm}^3$). For sieving, each statistical unit is the mean of two replicates. For stereology, each statistical unit is the mean of 15 replicates.

Grade	5-10 mm	10-20 mm	>20 mm
Sieving ($n = 3$)	497 \pm 70†	35 \pm 6	2 \pm 0.4
Stereology ($n = 3$)	301 \pm 62	47 \pm 12	1 \pm 0.8

† For each grade, values were not significantly different ($P = 0.05$, Student's t test).

This indicates that the spacing between the sections used may underestimate the number of larger aggregates.

RESULTS

Aggregate Shape and Roughness

Aggregates are often described by their sieving grades and/or measurement of their longest axis, so that it is not easy to compare results. The three main axes of aggregates calibrated by sieving were measured (Table 3). The intermediate axis values were between the *min* and *max* values of grades: the mean value of the intermediate axis in a given grade had a value between *min* and $(\text{min} + \text{max})/2$ (Table 3). A given grade contained more aggregates with an intermediate axis close to the *min* value than to the *max* value. The middle of the interval $[\text{min}, (\text{min} + \text{max})/2]$, i.e. $(3\text{min} + \text{max})/4$, represented better a given grade than the middle of the interval $[\text{min}, \text{max}]$.

The aggregate aspect ratios appeared to be the same, regardless of the treatment or the grade (40, 30, 20 mm) in the same plot (Table 4). The l/L ratios were not statistically different from the theoretical value 0.79 ($1/2^{1/3}$) obtained by Dexter (1985). The h/L ratios were statistically smaller than the predicted value 0.63 ($1/2^{2/3}$). Aggregates varied greatly in their surface roughness, depending on the initial state (Table 4). They were significantly more rough on P plot than on the others. The smaller aggregates were also significantly smoother than the bigger ones.

Aggregate Numbers

Aggregate numbers were estimated in each case by sieving. They were compared with those obtained by stereological analysis of embedded seedbeds on three

Table 6. Numbers of aggregates >5 mm present in the seedbed before and after sowing (mean values \pm standard errors, $V = 200 \times 80 \times 45 \text{ mm}^3$).

Plot	After tillage and before sowing				
	5-10 mm	10-20 mm	20-80 mm	n	
NPC†	511 \pm 20 a‡	92 \pm 6 a	11 \pm 1 a	6	
NP†	589 \pm 29 b	89 \pm 3 a	8 \pm 1 b	6	
P†	636 \pm 27 b	54 \pm 13 b	5 \pm 1 b	16	
Plot	Seeder	After sowing			n
		5-10 mm	10-20 mm	20-80 mm	
NPC†	K	701 \pm 34 a‡	68 \pm 4 a	8 \pm 1 a	24
NP†	K	729 \pm 31 a	54 \pm 3 b	4 \pm 1 bc	24
P†	K	739 \pm 30 a	57 \pm 3 b	5 \pm 1 b	24
P†	PI	618 \pm 24 b	51 \pm 3 b	3 \pm 1 c	24

† NPC = not plowed and compacted, NO = not plowed, P = plowed.

‡ For each grade, column values followed by the same letter are not significantly different ($P = 0.05$, comparison of specific means).

Table 7. Mean weight diameter (MWD) and fractal coefficients after sowing (mean values \pm standard errors, $n = 24$, $V = 200 \times 80 \times 45 \text{ mm}^3$).

Plot	Seeder	MWD (mm)	D
NPC†	K	8.1 \pm 0.6 a‡	3.4 \pm 0.1 a
NP†	K	5.4 \pm 0.3 b	3.8 \pm 0.1 b
P†	K	5.5 \pm 1.2 b	3.9 \pm 0.1 b
P†	PI	4.4 \pm 0.7 b	4.0 \pm 0.1 b

† NPC = not plowed and compacted, NP = not plowed, P = plowed.

‡ Column values followed by the same letter are not significantly different ($P = 0.05$, Student's t test).

rows of the NP plot. The stereological analysis of the impregnations gave numbers of aggregates per volume not statistically different from those obtained by sieving (Table 5). Sieving was then used to describe the effects of the soil layer initial state and seeder. The initial state of the soil before sowing in each plot was not very coarse and aggregate grades were often less than 20 mm (Table 6). The seeders reduced the numbers of the larger aggregates when the soil was initially coarse (NPC and NP). After seeding, NPC was still coarser than P.

The following power-law equation was established:

$$\sum_{i=1}^n N_i = N_0 (l_n/l_0)^{-D}$$

for each sample where N_i represents the number of aggregates of Grade i , i ranging from 1, the largest grade, to n , the considered grade, l_0 the unit length, N_0 the number of aggregates greater than the unit length and D a dimensionless coefficient. The length l_i is the lower sieve aperture diameter of Grade i . The correlation coefficients were good (r^2 always >0.97). D had values over three and increased with the degree of soil fragmentation: D was statistically higher on NP and P than on NPC. Mean weight diameter varied in the opposite manner and the differences between plots were the same (Table 7).

Vertical Distribution of Aggregates

The vertical distribution was described by several variables: the proportion of visible aggregates and their degree of burial, and the aggregate distribution within the seedbed. The number of painted aggregates divided by the total number of aggregates in the sampled volume

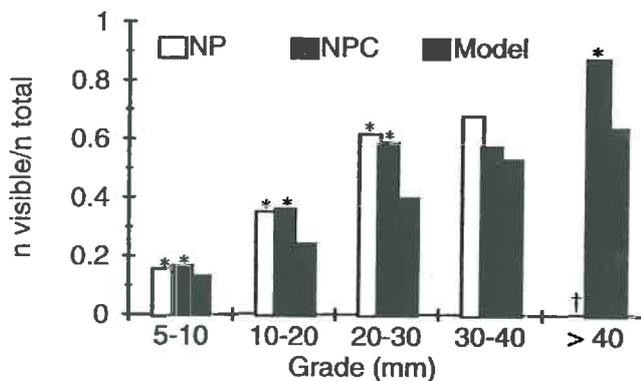


Fig. 2. Fraction of aggregates visible on the soil surface. An asterisk (*) denotes a significant difference ($P = 0.05$) between the fraction observed on a treatment and a fraction predicted by a geometrical model. †The observed value (1.0) is not shown because only one clod was observed.

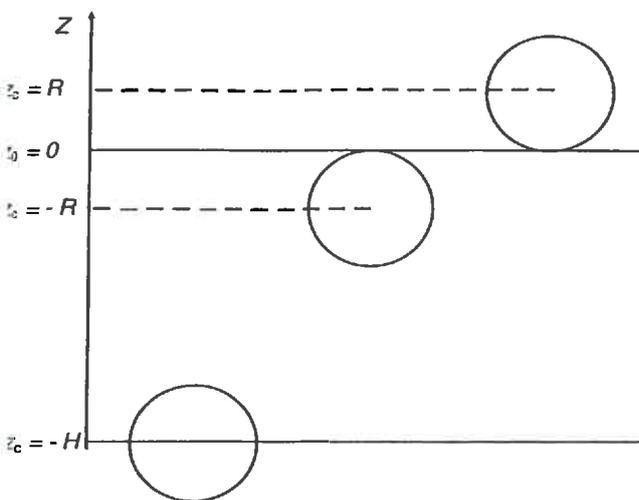


Fig. 3. Spheres of radius R randomly and uniformly distributed within a volume of height H between the top ($z_c = R$) and the bottom ($z_c = -H$), the mean proportion of visible spheres on the total number of spheres equals $2R/(H + R)$.

ave the proportion of visible aggregates for a given seedbed depth. Stereological analysis of the embedded samples gave the size distribution of the aggregates within each cell, as previously defined.

The surface painting and sieving results were used to compare NP and NPC plots. The proportion of visible aggregates always increased with the aggregate size, for both plots (Fig. 2). Aggregates over 40 mm were mostly visible. This could result from the spatial arrangement in a given volume and/or tillage action. A simple model can be used to assess the effect of the geometrical arrangement in itself. Assuming that an infinite number of spheres are randomly and uniformly distributed within an infinite volume of height H , the mean proportion of visible spheres can be calculated as follows (Fig. 3). The reference level is at the surface ($Z_0 = 0$). The altitude of the center of a sphere is called z_c . Assuming that spheres of radius R are placed between the top ($z_c = R$) and the bottom ($z_c = -H$), the mean proportion of visible spheres over the total number of spheres equals $2R/(H + R)$. The proportions of visible aggregates observed were always greater than the proportions obtained in the geometrical model (Fig. 2). This indicates that granulometric sorting had occurred, with bigger aggregates being placed at the surface by the seeder.

The buried proportion of the visible aggregates was assessed from the painted fraction of each visible aggregate on the NP and NPC plots. Bigger visible aggregates were buried less deeply than smaller ones (Fig. 4). The degree of burial of randomly and uniformly distributed spheres intersecting a plane can be calculated (Fig. 5). A sphere of radius R is assumed to be laid on the surface if the area of the disc created by its intersection with the plane is less than 20% of the maximum intersection R^2 . In this case, the altitude of its center z_c is such as $z_{lim} \leq z_c \leq R$ with $z_{lim} = (4/5R)^{1/2}$. A sphere is assumed to be superficially buried if $0 < z_c < z_{lim}$ and to be deeply buried if $-R \leq z_c \leq 0$. The measured degrees of burial of the visible aggregates were similar to those calculated using the above relationships (Fig. 4).

Analysis of embedded sample sections was the only

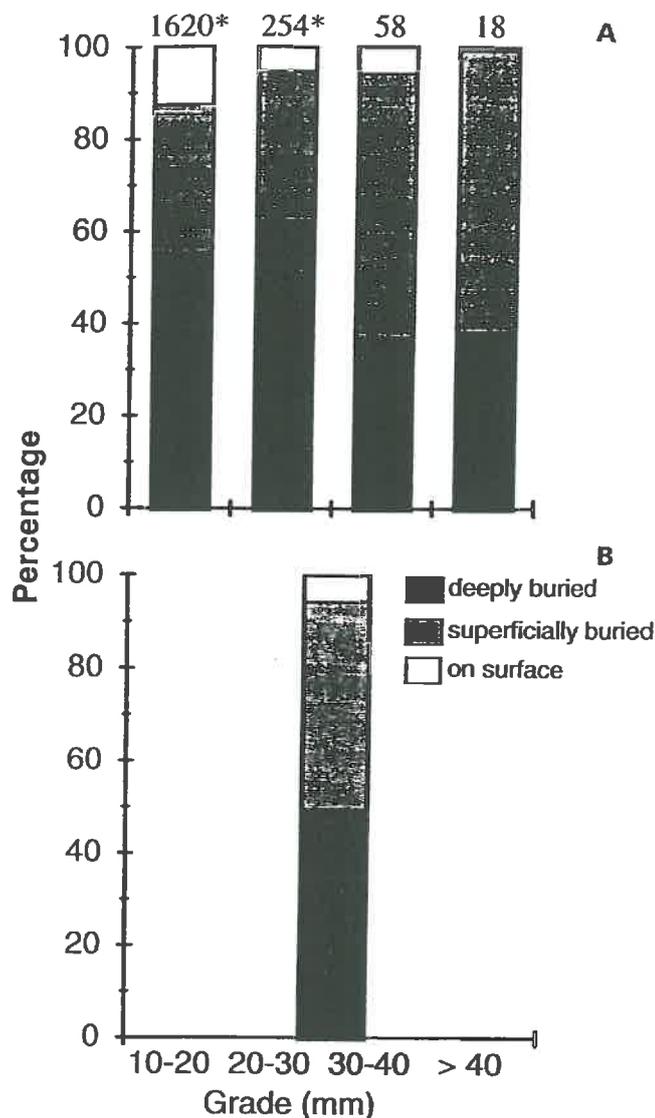


Fig. 4. Observed (a) and theoretical (b) degrees of aggregate burial, for spheres randomly and uniformly placed sectioning a horizontal plane (not plowed [NP] and not plowed and compacted [NPC] plots). The numbers above the bars are the numbers of observed aggregates for each grade. An asterisk (*) denotes a significant difference ($P = 0.05$) between the observed degree of aggregate burial and the theoretical value, as determined by a χ^2 test.

technique used that gave information on the spatial distribution of completely buried aggregates. The total numbers of aggregates estimated by the stereological analysis were consistent with those obtained by sieving (Table 5). Higher cells contained more large aggregates than the others (Table 8), which was also indicated by the painted/non painted aggregate sieving (Fig. 2). The intermediate and lower cells contained the same proportion of aggregates in each grade, indicating no particular distribution within the seedbed.

Horizontal Distribution of Visible Aggregates

The numbers of visible aggregates determined by analysis of soil surface photographs were compared with those obtained by counting the painted aggregates extracted from the NP and NPC plots. Measurements of the L axis on the photographs were multiplied by the

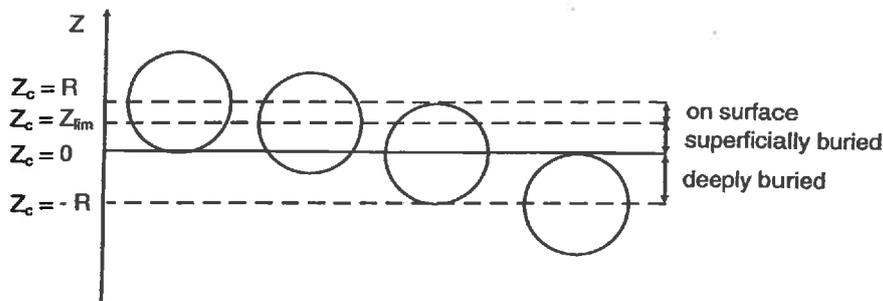


Fig. 5. Degrees of burial of randomly and uniformly distributed spheres of radius R intersecting the plane $z = 0$. A sphere is assumed as being laid on the surface when the area of the disk created by its intersection with the plane $z = 0$ is less than 20% of the maximum intersection (i.e., πR^2). A sphere is considered to be laid on the surface if $z_{lim} \leq z_c \leq R$, superficially buried if $0 \leq z_c < z_{lim}$ and deeply buried if $-R \leq z_c \leq 0$.

theoretical aspect ratio $l/L = 0.79$. The resulting l values were used to assign the outlined aggregates to grades equivalent to the sieving grades. The results obtained by the two methods were not well correlated when considering each grade separately (5–10, 10–20, 20–30, and 30–40 mm), but was improved for all grades over 20 mm (Fig. 6, $r^2 = 0.82$). Analysis of soil surface photographs gave fewer aggregates than the numbers obtained by counting painted aggregates, especially when there were many aggregates over 20 mm. The visible aggregate horizontal distribution was obtained by calculating the proportions of total aggregate numbers within each zone across the row (number of visible aggregates in a given zone/total visible aggregates on the soil surface) from photograph analysis. Thus, the effect of the potential errors on the absolute numbers of aggregates was limited. The distribution of aggregates across the row depended on the seeder: very few aggregates, and especially none of the bigger ones, were in the central zone for Seeder PI, while they were more uniformly distributed for Seeder K (Fig. 7).

DISCUSSION

None of the methods used to calibrate and count aggregates was easy to perform or completely reliable. Because of these difficulties, the validity of a given method was tested, whenever possible, by comparison with another. Several methods were needed to obtain complete information on seedbed structure. Sieving is easy to perform and estimates the total numbers of aggregates. The results obtained by sieving and stereo-

logical analysis of embedded samples were consistent. Technical problems encountered in extracting a given volume without breaking the aggregates during the operations required for sieving appeared to be not so important (volume delimitation, extraction and transport of the samples, adjustment of the shaking machine). But samples cannot be taken for sieving from several sublayers because the seedbed layer is too shallow (i.e., the aggregate may be as great as the seedbed depth). Stereological analysis of embedded samples was the only way to get information on the vertical distribution of aggregates within the seedbed. Samples were embedded directly in field plots to avoid altering the sample during sampling itself. This required the appropriate resin to impregnate in wet conditions: embedding is usually performed on samples first extracted from the field and then dried before impregnation in the laboratory. The delimitation of aggregate outlines is a potential source of error. It was not possible to perform this operation automatically. Manual delimitation is tedious and limits the number of sections that can be analyzed. Painting the soil surface and sieving the whole sample was easier to perform compared with embedding, but it gave only the proportion of visible aggregates for a given depth of seedbed. Photographs are an easy and rapid way to obtain and save information about seedbed surface coarseness. But outlining and counting aggregates on photographs was not easy. Moreover, errors could occur when calibrating the aggregates: only a part

Table 8. Aggregate distribution (%) within the cells of embedded sample sections on the not plowed (NP) plot (mean values and standard errors for three replicates of 15 sections).

	Grade			
	5–10 mm†		10–20 mm	
	Central cell	External cell	Central cell	External cell
higher cell	21 (1)	10 (1)	34 (2)	15 (2)
intermediate cell	16 (2)	14 (2)	7 (5)	13 (3)
lower cell	15 (3)	–	2 (2)	–

The distribution observed among the cells was not significantly different from a uniform distribution ($P = 0.05$, χ^2 test) in the case of 5 to 10 mm. It was significantly different from a uniform distribution in the case of 10 to 20 mm. Aggregates >20 mm are not shown because of their few number.

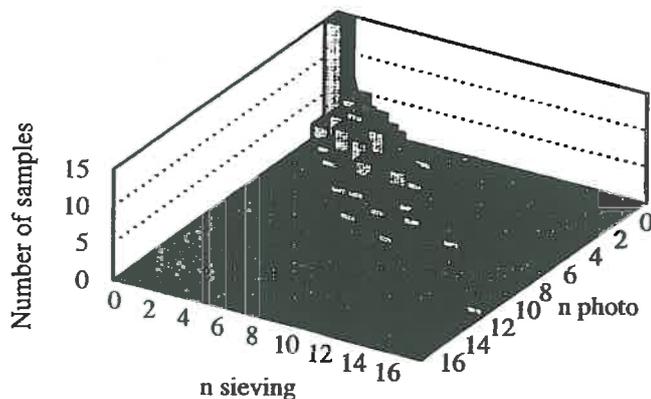


Fig. 6. Numbers of aggregates obtained by image analysis and sample sieving (>20 mm, not plowed [NP] and not plowed and compacted [NPC] plots).

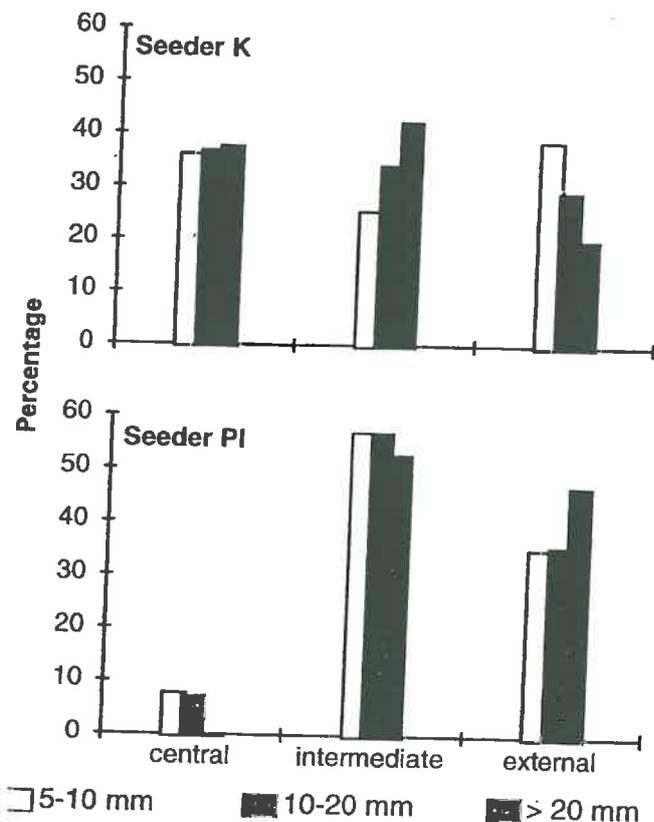


Fig. 7. Distributions of aggregates across the row for two seeders on the plowed plot (P). Characterization of sugar beet (*Beta vulgaris* L.) seedbed structure.

of the aggregates emerged from the seedbed and the grade given can be less than the grade that would be obtained by sieving. Despite this discrepancy, the soil surface photographs permitted analysis of the distribution of visible aggregate across the row.

The use of several methods raised the problem, as mentioned by Perfect et al. (1997), of comparing the numbers of aggregates when the aggregates are described by sieve apertures or their measured axes. The most frequent way used to represent a given grade (min , max) is the arithmetic mean of the sieve upper and lower apertures ($(min + max)/2$). Wang and Komar (1985), Kozak et al. (1996), Perfect et al. (1997) proposed several methods leading to different representations for a given grade. The intermediate axis of an aggregate appeared to govern the assignment to a grade during sieving. An aggregate can swivel and the assignment to a grade is based on the surface perpendicular to the main axis, assuming that the aggregate has an ellipsoidal shape and that its longest axis is not too great to allow swiveling, i.e., L is less than two times the diameter of the aperture. A grade [min , max] appeared to include aggregates with a mean intermediate axis close to $(3min + max)/4$. This value gives a simple and more accurate representation of the grade than the arithmetic mean $(min + max)/2$.

When the length of only one axis is known, usually the longest one, the aspect ratios can be used to reconstruct the aggregate shape and assign it to a grade. The

values of aspect ratios measured in this study were close to those given in the literature (Addiscott and Dexter, 1994, Perfect et al., 1997). The aspect ratios were rather constant, especially when comparing several sizes, as reported by Perfect et al. (1997). The observed aspect ratios were similar for a given grade on the different plots: they appeared to be independent of the initial state of the soil layer before fragmentation. The mean values of measured aspect ratios in this study (1:0.77:0.54) were close to those calculated by Dexter (1985, 1: $1/2^{1/3} = 0.79$: $1/2^{2/3} = 0.63$) but the h/L ratio was significantly smaller. Theoretical values of aspect ratios were calculated assuming that smaller fragments are formed by breaking larger ones in the middle of their longest axis. The theoretical aspect ratios calculated under a cubic hypothesis become: 1: $2/3^{1/2} = 0.82$: $1/3^{1/2} = 0.58$ (Perfect et al., 1997). The experimental aspect ratios were close to those values, suggesting that aggregate shape could refer to the reiterative breaking process used in the theoretical calculations.

The power-law relationships observed between number and size of aggregates were consistent with the theoretical assumption of a reiterative fragmentation. However, D values were greater than three and were not consistent with Turcotte's model of fragmentation which imposes $0 \leq D \leq 3$ (Kozak et al., 1996; Pachepsky et al., 1997; Young et al., 1997). Turcotte (1986) suggested that the fractal dimension D is a measure of the fracture resistance of the material to the process causing fragmentation. D appeared to have decreasing values with increasing initial soil compaction. Perfect and Blevins (1997) had consistent results: they indicated that D increased with increased tillage intensity.

Aggregate roughness varied more than the aggregate aspect ratios and appeared to be also correlated with the degree of compaction of the plot before planting. Aggregate facets could be identified with fracture faces: thus they could be influenced by the initial state of compaction, being smoother when the soil was initially more resistant to fragmentation and perhaps by the way fragmentation was obtained (tillage, climate and/or roots actions).

The methods used in this study provided precise information on the variations in seedbed structures and on the changes caused by soil initial state and implements on aggregate shape, number, and spatial distribution. The seedbed was coarser when the soil was not plowed even if the seeder reduced the number of larger aggregates. Aggregates were also smoother when the soil layer was not plowed. Aggregates were not uniformly distributed within the seedbed. Larger aggregates were mostly visible on the soil surface because of the sorting action of the tillage implements and seeder. The distribution across the row also depended on the seeder, especially on its last implement: the small skeleton rollers divided up aggregates all across to the row, whereas the V wheel ejected them to the edges of the row or crushed those in the row. The degree to which visible aggregates were buried was, in contrast, consistent with a simple geometrical model, the implements having no influence.

The variables described in this study influence seedling emergence and must be taken into account when predicting crop establishment. However, seedbed structure has complex effects on emergence: aggregate roughness, size, and position vary together, they influence the sowing depth distribution, and their effects depend on the climatic conditions following sowing. These effects are difficult to study in conventional field experiments. Standard recommendations for sowing operations are not possible because of the number of situations the growers have to cope with. A simulation tool that would allow numerical experiments would be useful to help in decision making. Information on seedbed structure (numbers, shape, and roughness of aggregates in each grade, and their position) will be used to generate numerical seedbeds and study the effects of soil structure on seedling emergence for a wide range of sowing conditions.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank the Institut Technique de la Betterave and the Biopôle Végétal Picard for financial support. They thank L.M. Bresson and P. Guilloret, A. Kretzchmar and A. Pierret, J.C. Fiès for their help with sample embedding and sawing methods. C. Leforestier, P. Regnier and C. Dominiar-zick provided technical assistance and Owen Parkes checked the English text.

REFERENCES

- Addiscott, T.M., and A.R. Dexter. 1994. Tillage and crop residue management effects on losses of chemicals from soils. *Soil Tillage Res.* 30:125-168.
- Boiffin, J., P. Dubrulle, C. Dürr, G. Richard, and Y. Duval. 1994. Modelling sugarbeet seedling emergence and early growth. p. 1143-1148. *In Proc. International Soil Tillage Research Organization (ISTRO) Conf., 13th, Aalborg, Denmark. 24-29 July 1994.* ISTRO, Wageningen, the Netherlands.
- Bouaziz, A., and L. Bruckler. 1989. Modeling wheat seedling growth and emergence: II. Comparison with field experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53:1838-1846.
- Bresson, L.M., and J. Boiffin. 1990. Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. *Geoderma* 47:305-325.
- Dexter, A.R. 1985. Shapes of aggregates from tilled layers of some dutch and australian soils. *Geoderma* 35:91-107.
- Dexter, A.R. 1991. Statistical structure of tilled soil as determined by image analysis of sections. Div. Note DN 1609, AFRC Inst. Eng. Res., Agriculture and Food Research Center, Silsoe, UK.
- Dürr, C., J. Boiffin, A. Fleury, and I. Coulomb. 1992. Analysis of the variability of sugar beet (*Beta vulgaris* L.) growth during the early stages. II. Factors influencing seedling size in field conditions. *Agronomie* 12:527-535.
- Durrant, M.J., R.A. Dunning, K.W. Jaggard, R.B. Bugg, and R.K. Scott. 1988. A census of seedling establishment in sugar-beet crops. *Ann. Appl. Biol.* 113:327-345.
- Kemper, W.D., and W.S. Chepil. 1965. Size distribution of aggregates in methods of soil analysis. p. 499-510. *In C.A. Black et al. (ed.) Methods of soil analysis.* ASA, Madison, WI.
- Kozak, E., Ya.A. Pachepsky, S. Sokolowski, Z. Sokolowska, and W. Stepniewski. 1996. A modified number-based method for estimating fragmentation fractal dimensions of soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60:1291-1297.
- Kritz, G. 1983. Säbäddar för vårsträsad. En stickprovsundersökning. Division of Soil Management, Report No. 65, Swedish Univ. Agric. Sci., Uppsala.
- Pachepsky, Ya., D. Giménez, S. Logsdon, R.R. Allmaras, and E. Kozak. 1997. On interpretation and misinterpretation of fractal models: A reply to "Comment on number-size distributions, soil structure, and fractals." *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61:1800-1801.
- Perfect, E. 1997. Fractal models for the fragmentation of rocks and soils: a review. *Eng. Geol.* 48:185-198.
- Perfect, E., V. Rasiyah, and B.D. Kay. 1992. Fractal dimensions of soil aggregate-size distributions calculated by number and mass. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56:1407-1409.
- Perfect, E., and R.L. Blevins. 1997. Fractal characterization of soil aggregation and fragmentation as influenced by tillage treatment. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61:896-900.
- Perfect, E., Q. Zhai, and R.L. Blevins. 1997. Soil and tillage effects on the characteristic size and shape of aggregates. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61:1459-1465.
- Protz R., M.J. Shipitalo, A.R. Mermut, and C.A. Fox. 1987. Image analysis of soils — present and future. *Geoderma* 40:115-125.
- Richard, G., and C. Dürr. 1997. Conséquence de l'état du profil cultural sur les peuplements végétaux: réussite de la levée en relation avec l'état du lit de semences. p. 49-54. *In R. Pirot et al. (ed.) Le travail du sol dans les systèmes mécanisés tropicaux, Montpellier. 11-12 Sept. 1996.* CIRAD, Montpellier, France.
- Sandri, R., T. Anken, T. Hilfiker, L. Sartori, and H. Bollhader. 1998. Comparison of methods for determining cloddiness in seedbed preparation. *Soil Tillage Res.* 45:57-64.
- Souty, N., and C. Rode. 1993. Emergence of sugar beet seedlings from under different obstacles. *Eur. J. Agron.* 2(3):213-221.
- Steude, J.S., and F. Hopkins. 1994. Industrial X-ray computed tomography applied to soil research. *In Tomography of soil-water-root processes.* SSSA Spec. Publ. 36. SSSA, Madison, WI.
- Turcotte, D.L. 1986. Fractals and fragmentation. *J. Geophys. Res.* 91:1921-1926.
- Van Bavel, C.H.M. 1949. Mean weight diameter of soil aggregates as a statistical index of aggregation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 14:20-23.
- Wagner, L.E., and D. Ding. 1994. Representing aggregate size distributions as modified lognormal distributions. *Trans. ASAE* 37:815-821.
- Wang, C., and P.D. Komar. 1985. The sieving of heavy mineral sands. *J. Sediment. Petrol.* 55:479-482.
- Wicksell, S.D. 1925. The corpuscule problem. A mathematical study of biometric problem. *Biometrika* 17:84.
- Young, I.M., J.W. Crawford, A. Anderson, and A. McBratney. 1997. Comment on number-size distributions, soil structure and fractals. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61:1799-1800.

SIMPLE: A Model for SIMulation of PLant Emergence Predicting the Effects of Soil Tillage and Sowing Operations

C. Dürr,* J.-N. Aubertot, G. Richard, P. Dubrulle, Y. Duval, and J. Boiffin

ABSTRACT

A model predicting seedling emergence is described and applied to sugarbeet (*Beta vulgaris* L.). The input variables are the soil surface structure, soil temperature, rainfall, aggregate size distribution and position in the seedbed, sowing depths, characteristics of the seeds (initial mass distribution, germination time, and hypocotyl elongation functions). A three-dimensional seedbed layer is created where aggregates and seeds are placed. Soil water content is assumed not to affect sugarbeet emergence (sowing conditions in northern Europe). The time needed to reach the soil surface is calculated using germination thermal time, soil temperature, the presence or absence of aggregates, and the hypocotyl elongation function. The ability of seedlings to break through the soil surface is a function of crust development and soil moisture. The seedling growth after emergence is calculated with reference to seed mass distribution, emergence delay, and the presence or absence of mechanical obstacles. The emergence prediction was tested in field experiments with four seedbeds, from fine earth to cloddy structure, and a sowing depth of 17 to 35 mm. The predicted number and sizes of clods encountered by seedlings and the calculated hypocotyl length were not significantly different from measured ones. Predicted germination times were longer than the observed ones (differences <5°C d); final rates were well predicted. Predicted vs. measured final emergence rates differed by less than 10%; changes in emergence time differed from 15 to 30°C. This was due to the hypocotyl elongation functions, which must be improved. Further improvements are needed to predict soil water content variations and effects on emergence via water stress and soil strengthening.

THERE IS A GREAT NEED to be able to predict the effects of soil tillage, seedbed preparation, and sowing techniques on crop establishment. These technical operations are costly for growers, but their effects are difficult to predict. They cause changes in the physical characteristics of the seedbed and in seed placement (Aubertot et al., 1999), which interact with seed treatment, seed characteristics, and cultivars, to determine the feasibility of the crop stand. These effects also depend greatly on the climatic sequences that follow seed sowing. Conventional experiments comparing the plant populations and the final yields for different management techniques are time consuming and expensive. A simulation tool that predicts seedling emergence and early growth could be used to estimate the major effects of changes in seedbed layer or in the seed characteristics, under several simulated climatic scenarios. Its output variables

could be used to initialize crop growth models, in which the variations in crop establishment are often poorly taken into account (Brisson et al., 1998; Guérif et al., 1999).

Few emergence models have been developed (Bouaziz and Bruckler, 1989a, 1989b, 1989c; Finch-Savage and Phelps, 1993; Mullins et al., 1996), and the effects of soil structure on seedling growth are not always taken into account in those models. When they are, indirect variables are used to describe soil structure effects, such as an index of tortuosity representing the increase in the seedling path to the surface and the percentage of the soil surface occupied by clods larger than a given size to predict the percentage of seedlings blocked under clods (Bouaziz and Bruckler, 1989c), or several layers of different mechanical impedance influencing the root and shoot growth rate (Mullins et al., 1996). None of these models gives a representation of the spatial variation in aggregate size and organization in the seedbed, which are greatly altered by soil tillage and sowing operations. We describe a model that simulates the emergence and early growth of seedlings and its application to sugarbeet, taking into account the differences in aggregate number, shape, and spatial organization; the seed placement, resulting from tillage and sowing operations; the variations within the seed population; and the climatic variations with time and among sites. Variations in soil water content are not represented as this was considered not to be a major limiting factor for sugarbeet, in the light of conditions in the sugarbeet cropping area of northern Europe, especially because of earlier sowing dates (Durrant et al., 1988; Duval and Boiffin, 1994). The process chart of the model is described and its evaluation in field experiments was carried out to test the ability of the seedbed generator to represent the seedbed spatial arrangement and its effects on emergence.

Process Chart of the Simulation Model

Basic Principles of SIMPLE

The simulation process is outlined in Fig. 1. The output variables are the germination and emergence changes with time and final rates, and the seedling growth parameters until the first pair of leaves appears. The input variables are the seedlot characteristics (seed mass distribution, germination time distribution, and parameters of the hypocotyl elongation function), soil and climatic characteristics and other conditions re-

Unité d'Agronomie, rue Fernand Christ, 02007 Laon Cedex, France. Received 11 Jan. 2000. *Corresponding author (durr@laon.fr).

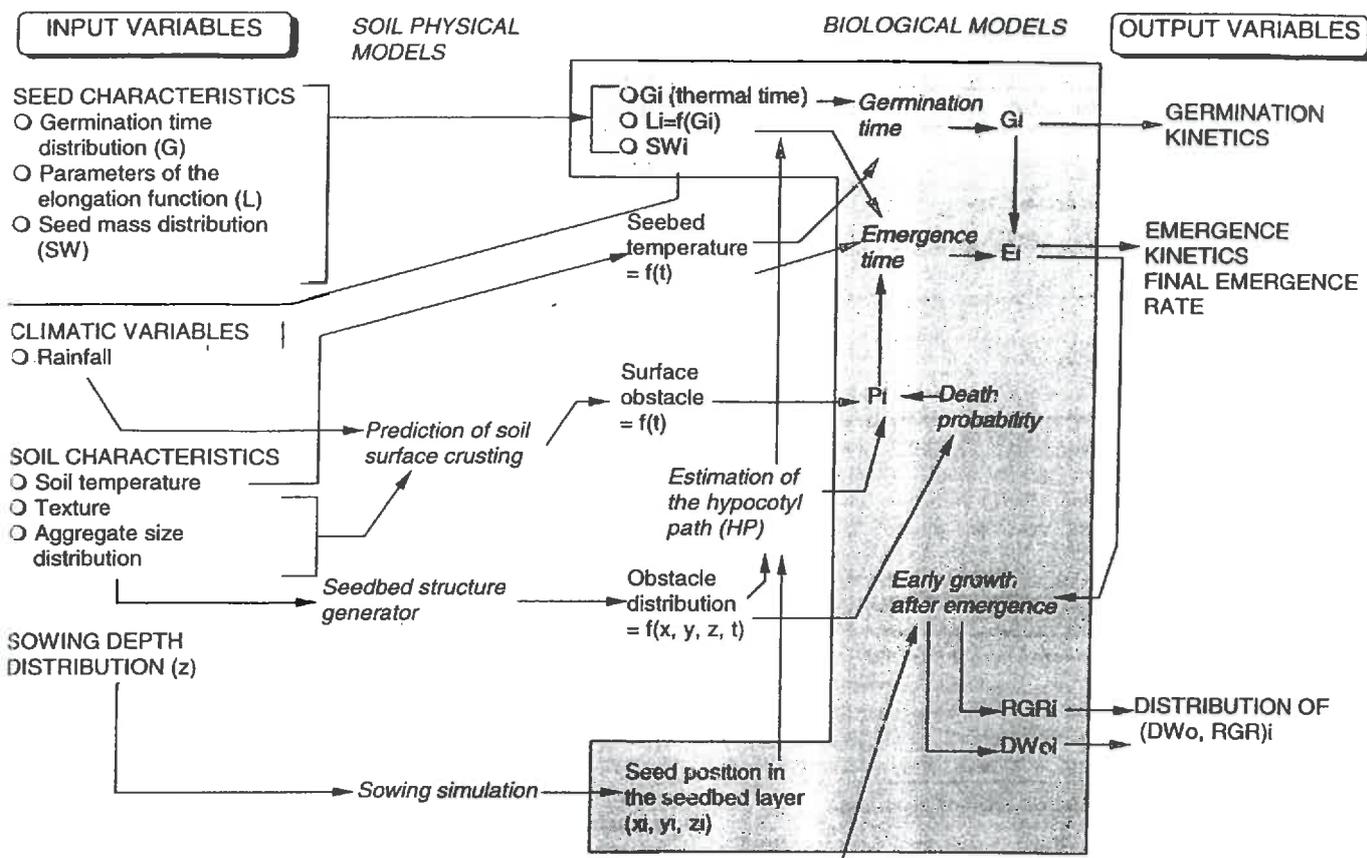


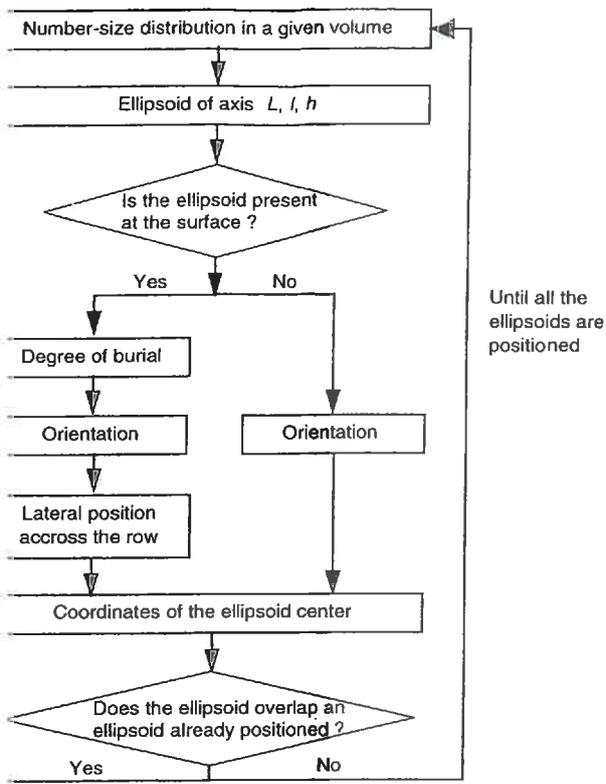
Fig. 1. Process chart of the simulation model SIMPLE. Italics = models. Roman = variables. Shaded = n iterations.

ulting from the tillage and sowing operations (aggregate-size distribution and spatial organization in the seedbed and sowing depth distribution). A seedbed generator creates three-dimensional seedbeds using the input variables describing the aggregate shape, number, and spatial organization. The seeds are placed from a sowing depth distribution table. A soil temperature file is given with hourly data intervals. Dynamic submodels are used to simulate the processes at daily intervals, including a physical model characterizing the changes with time in the soil surface state and biological submodels working on individual seeds. This model does not presently consider that the soil offers resistance, except when the surface layer is crusted. It does not predict soil temperature and water content, or the effects of water stress on germination and emergence. The shoot growth does not depend on the root growth. The seed characteristics are sampled n times in the distribution tables describing the seed population (seed mass, germination time, elongation rate). The biological submodels are then reiterated n times to generate the distribution of the predicted variables. The code is written in C programming language and runs on a personal computer with reasonable calculation times (133 MHz, 1 min for fine seedbed to ≈ 6 h for a cloddy seedbed).

Submodel Characteristics

Seedbed Generator and Sowing Simulation. The seedbed layer is described as a parallelepiped, including

the seeds and a given number of clods: x = sowing line width, y = length on the sowing line, and z = distance between the surface and the bottom of the seedbed. The numerical structure of the simulated seedbed is divided into two parts, and the model only deals with equations. First, the dimensions of the volume are defined. Second, variables describing the number, size, position, and orientation of each aggregate in the seedbed are listed. The length of the simulated seedbed y was chosen with respect to clod sizes (maximum size order: 10 cm) and with respect to the time the simulation takes using a personal computer. The numbers of clods belonging to a [min, max] grade, obtained by taking soil samples down to the bottom of the seedbed (≈ 5 cm for sugarbeet seedbeds) and sieving them through circular apertures (min, lowest; max, largest sieve aperture), are the input variables. This information is transformed to represent clods of each grade by a geometrical object of a given shape and size. The mean intermediate axis l of sieved clods is close to $(3\text{min} + \text{max})/4$ for a given grade (Aubertot et al., 1999). This value is used to give an l value to each graded clod. Aggregates are described by several authors (Dexter, 1985; Perfect et al., 1997; Aubertot et al., 1999) according to their longest L , intermediate l , and shortest axis h , with aspect ratios (l/L , h/L ; Addiscott and Dexter, 1994) constant whatever the clod size (Addiscott and Dexter, 1994; Perfect et al., 1997; Aubertot et al., 1999). Measured values of aspect ratios (Addiscott and Dexter, 1994; Perfect et al., 1997;



Flow chart of the numerical seedbed generator.

ertot et al., 1999) are very close to the theoretical values (0.79, 0.63) calculated by Dexter (1985). Thus, theoretical values were used to calculate L and h values from the l axis value. Clods were assumed to have an ellipsoidal shape. This is more realistic than a spherical shape, and influences the hypocotyl length and the probability for seedlings to encounter a clod. The seedbed generator positions the clods one by one, starting with the largest ones, down to 5-mm aggregates. The position (x, y, z) of the clod center is chosen at random in a volume according to variables describing clod spatial organization: percentage of clods visible at the soil surface, degree of burial of the visible clods, and lateral distribution across the row (Fig. 2 and Fig. 3). The seedbed generator first determines if the clod is visible or not; a clod is visible if its volume is completely included in the parallelepiped representing the soil volume. Three classes of visible clods per row are defined: (i) on the soil surface, which is defined as a given clod volume included in soil; (ii) super-superficially buried (5–50% of the clod volume included in soil); and (iii) more than one-half buried. A set of default values is given for these proportions as they did not exist in observed field experiments, in contrast with the number of visible clods (Aubertot et al., 1999). If a clod is visible, its degree of burial is chosen according to its size and those default proportions. Its lateral location is also chosen according to three possible positions across the row: central, intermediate, and external. If a clod is not visible, it is uniformly positioned within the volume since no specific spatial organization was defined for clods buried in seedbeds (Aubertot et al.,

1999). A buried clod is freely orientated, whereas a visible clod is orientated to be in an equilibrium position (angle between the longest axis L or the intermediate axis l and the horizontal plane $<20^\circ$).

The clod position is accepted only if the clod periphery does not overlap the periphery of the other clods already placed in that volume. The generator creates N numerical seedbeds with the same input variables to represent the spatial variations of seedbed structure. (n/N) seeds are sown in each simulated seedbed. The seed i is placed by choosing a sowing depth at random in the sowing depth distribution z_i . The coordinate x_i is chosen at random in a segment across the row; y_i is chosen uniformly in the segment $[0, y]$. The seed position is redrawn at random if the seed coordinates are inside a clod.

Soil Surface Crusting. This submodel generates a qualitative variable describing the surface state, assumed to be continuous. This variable has only two modes: obstacle to emergence or not. The choice between the two is determined by taking into account the cumulative rainfall and the maximum daily rainfall from the sowing date to the current day (Duval and Boiffin, 1994; Fig. 4). These climatic variables are compared with threshold values depending on soil texture to determine if a crust is present or not. If there is a crust, it is considered to be dry and an obstacle if the maximum daily rainfall during the last j days before the considered day is less than a threshold value. Values for this empirical submodel are given for sugarbeet, and silt loams and climatic conditions of the Northern Paris basin (Fig. 4).

Predicting Germination Time. Seed imbibition during germination is presently assumed not to be limited by moisture conditions, so that the seedbed water content does not influence germination. This assumption was considered to be valid for the early sowings of sugarbeet in northern conditions. Thermal time (using a 3.5°C threshold value; Gummerson, 1986; Dürr and Boiffin, 1995) is cumulative from the sowing date. This heat sum is compared with the thermal time required for seed i germination, which is drawn at random in the distribution of germination times of the seedlot. If the cumulated thermal time from sowing is equal to the time required for germination of the seed, G_i , then the seed is declared germinated. The reference distribution is

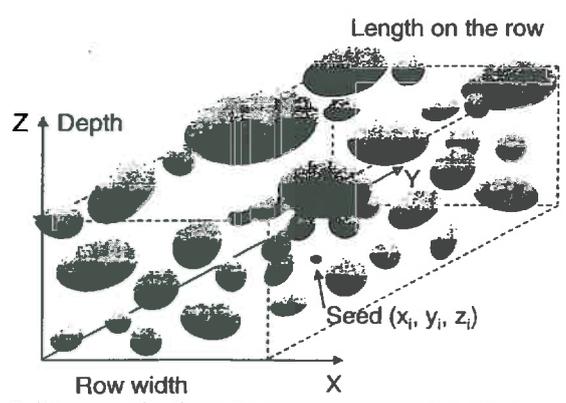


Fig. 3. Diagram of a three-dimensional numerical seedbed.

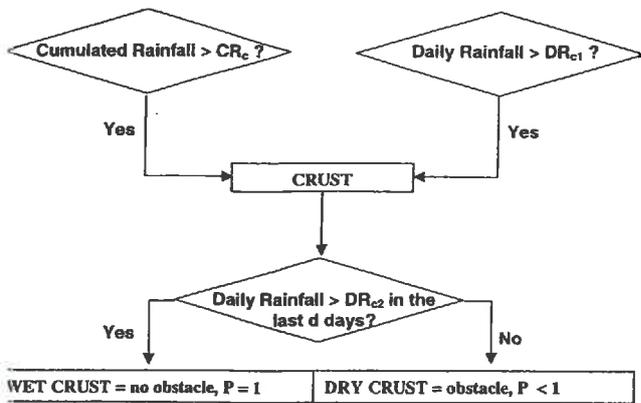


Fig. 4. Flow chart of soil surface degradation and emergence submodel. P = emergence probability of sugar beet seedling. For loamy soils: $P = 0.6$, $CR_c = 12$ mm, $DR_{c1} = 5$ mm, $DR_{c2} = 3.5$ mm, $d = 3$ (from Duval and Boiffin, 1994).

obtained by standard tests under laboratory conditions. Germination is recorded at 20°C on three replicates of 100 seeds, laid on a platted paper in a plastic box and watered with 40 mL of demineralized water. Germinated seeds are counted two times daily.

Estimating the Hypocotyl Path and Length. This submodel calculates the course of the hypocotyl on the basis of the following hypothesis. Clods are assumed to be impenetrable, as mostly observed for sugarbeet, except in very wet conditions. The hypocotyl follows a vertical course if it does not meet aggregates with a diameter >5 mm. This limit value was chosen based on preliminary experiment showing straight hypocotyls under such sowing conditions, with no difference between the hypocotyl length and the sowing depth. If the hypocotyl runs into an aggregate of diameter >5 mm, it either goes on elongating and grows around the clod, following an arc of ellipse in close contact with the clod, or it stays blocked under the clod and the seedling dies. The choice between the two possibilities is determined at random drawing in a probability table depending on the clod size and position in the seedbed (laid on the soil surface or not, Dürr and Aubertot, 2000, Table 1). The arc length is calculated when the seedling is not blocked, with reference to the point where the seedling touched the ellipsoid. This arc length is a part of the ellipse defined by the intersection of the ellipsoid and the plane containing the vertical force exerted by the hypocotyl due to its negative geotropism, and the ellipsoid reaction, normal to its surface. The arc length is calculated between the point where the seedling touched the ellipsoid and the point of the vertical tangent of the hypocotyl with the ellipsoid.

Predicting Emergence Time. The changes in hypocotyl

Table 1. Probability that sugarbeet seedlings will be blocked under a given aggregate size and position in the seedbed.

Position in the seedbed	Aggregate grade (mm)				
	5-10	10-20	20-30	30-40	40-50
Laid at the soil surface	0	0	0.03	0.34	0.51
Planted in the soil layer	0.01	0.14	0.48	0.79	1

Table 2. Elongation function parameters for the sugarbeet hypocotyl, and distribution of these functions according to germination thermal times (% seedlings).

Elongation function $L = a [1 - \exp[-(bt)^c]]$	Parameters			Germination thermal time (°C d, basis 3.5°C)				
	a	b	c	<30	30-35	35-40	40-45	>45
	mm °C d ⁻¹							
F1	40	0.017	2.0	6	12	13	15	11
F2	50	0.018	2.6	16	32	30	27	30
F3	60	0.017	3.1	41	31	36	41	25
F4	69	0.017	2.6	27	20	18	15	28
F5	77	0.016	2.8	10	5	3	2	6

length with time are represented by a Weibull function

$$L_i(t) = a[1 - \exp[-(bt)^c]] \quad [1]$$

where L_i is the hypocotyl length of the seedling i , and t is thermal time cumulated from germination at the seed depth level. Five sets of values are given to the parameters a , b , and c , which represent the observed variations in hypocotyl elongation (Table 2). The elongation of the seedling i depends on its germination time G_i (Table 2). The parameters of the functions and their frequencies were established by sowing germinated seeds belonging to five ranges of time to germination: <35, 30 to 35, 35 to 40, 40 to 45, >45°C d. Five seeds were sown per pot (7.5-cm diam., 11-cm height), filled with white sand (bulk density 1.47 g cm⁻³), raised to 0.2 g g⁻¹ water content with a nutrient solution for young seedlings (Saglio and Pradet, 1980; at one-half concentration). Fifty to one-hundred seeds per germination range were sown. Growth temperature was 15°C. Hypocotyl length was measured one or two times a day without seedling destruction. Seedlings were extracted at the end of the experiment to measure their individual sowing depth, which was thereafter added to each hypocotyl measurement, to have the total hypocotyl length. The results of these experiments are given as default values in the model as these experiments are time consuming and cannot be performed for each studied seedlot. A submodel determines the time (thermal time from sowing and Day of Year) at which the seedling reaches the soil surface with reference to the thermal time (base 3.5°C) cumulative from germination, the estimated hypocotyl length, and the hypocotyl elongation rate. When this time is calculated, two successive tests are done. If the age of the seedling, expressed as thermal time from sowing, is greater than 175°C d (base 3.5°C), the seedling is considered to be dead. If not, if there is no crust or a wet crust, the seedling emerges. Its emergence time E_i is the time calculated to reach the soil surface. If there is a dry crust, only a given proportion of seedlings can break through it (Fig. 4, Duval and Boiffin, 1994). The fate of each seedling i reaching the soil surface under these conditions is drawn at random using this probability. If it does not emerge, then thermal time is cumulated until the next day and the state of the crust is once more determined. This procedure is reiterated as long as the seedling has not emerged and its age remains below the threshold value determining seedling death. Emergence time is equal to the cumulated thermal time needed to reach the soil surface and to wait for

breaking through the crust. If the crust is not rewetted before the thermal time for death is reached, the seedling fails to emerge and is considered dead.

The reasons for seedlings finally not emerging are nongerminating seeds, seedlings with hypocotyls too short to reach the soil surface, or seedlings blocked under a clod or under a dry crust.

Predicting Early Growth. This submodel is based on the hypothesis that seedling growth is exponential until the first pair of true leaves appear (Dürr and Boiffin, 1995):

$$DW_i = Dw_{oi} \exp(RGR_i TT_i) \quad [2]$$

where DW_i is dry mass of seedling i (mg), TT_i the cumulated thermal time ($^{\circ}\text{C d}$) from emergence time of seedling i , Dw_{oi} the seedling dry mass at emergence, and RGR_i the seedling relative growth rate ($\text{mg mg}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$). DW_{oi} depends on the initial seed mass (Dürr and Boiffin, 1995). A linear relationship was found in experiments done by these authors, using a given seedlot (cv. Véga, messon triploid genotype):

$$DW_{oi} = 0.0045 + 0.740SDW_i \quad [3]$$

where SDW_i = seed i dry mass (mg, without its teguments; $n = 167$).

RGR_i depends on the emergence time, that is, the duration of the seedling growth under the soil surface, cumulated as thermal time from sowing (TT_{si})

$$RGR_i = d + e(TT_{si}) + f(TT_{si})^2 \quad [4]$$

where $d = 0.0149$, $e = 0.0385$, and $f = 0.00024$. RGR_i is

decreased if the hypocotyl meets an obstacle before emergence ($d = 0.0126$, estimated from Dürr et al., 1992; Dürr and Boiffin, 1995; Tamet et al., 1996).

MATERIALS AND METHODS

Model Evaluation

Experiments were carried out to evaluate each step of this model. Seedbeds of varying cloddiness were created. The frequency and dimension of the aggregates encountered, the germination rates, the hypocotyl length path and the emergence rates were the variables on which predictions were compared with measured values. The soil temperature was introduced as an input variable. The soil surface degradation was prevented as the soil surface degradation and emergence through crust submodel had already been tested (Dürr et al., 1996). The submodel for predicting seedling growth parameters after emergence was not tested.

A set of experiments was carried out in March and April 1996 in Mons-en-Chaussée (northeastern France, 49.56°N, 2.56°E) in a silt loam soil (Typic Hapludalf, Luvisol Orthique, 0.74 g g⁻¹ silt, 0.20 g g⁻¹ clay, 0.04 g g⁻¹ sand, in the 0–0.3 m plowed layer), to study emergence in relation to seedbed cloddiness. The soil before sowing was either not plowed (NP), or not plowed and compacted (NPC) under wet conditions (0.22 g g⁻¹ mean soil water content in the 0–0.3 m soil layer) with a tractor (8.0 t) running one time wheel tracks over wheel tracks, with tires inflated at 200 kPa. The seedbed was prepared by a single pass of combined implements (spring tine cultivator and skeleton rollers) at soil water content of 0.19 to 0.21 g g⁻¹ in the 0- to 0.1-m soil layer. Seeds (cv. Roberta, KWS genotype) were sown with a six-row precision pneumatic driller, with 0.16 m between seeds and 0.45 m between rows. Each plot (12 rows, 15 m long) was replicated

Table 3. Input values for simulations of SS17, NP30, NPC25, NPC35 experiments ($V = 20 \times 8 \times 4.5 \text{ cm}^3$).

(a) Aggregate total numbers in each grade										
Experiment†	Aggregate grades (mm)									
	5–10	10–20	20–30	30–40	40–50					
7	0	0	0	0	0					
10	729	54	4	1	0					
25	701	68	7	1	0					
35	756	81	8	2	1					
(b) Percentages of aggregates visible from the soil surface										
Experiment†	Aggregate grades (mm)									
	5–10	10–20	20–30	30–40	40–50					
7	–	–	–	–	–					
10	16	35	62	68	100					
25	17	36	59	57	88					
35	14	30	59	81	96					
(c) Sowing depth distributions										
Experiment† (observation number)	Sowing depth (mm)									
	10–15	15–20	20–25	25–30	30–35	35–40	40–45	45–50	50–55	55–60
7 (114)	23	62	15	–	–	–	–	–	–	
10 (205)	–	1	7	27	25	27	10	3	1	
25 (99)	7	18	26	29	13	3	3	–	–	
35 (162)	2	1	2	10	22	25	23	12	1	
(d) Thermal time distributions for germination										
Experiment† (3 × 100)	Germination thermal time ($^{\circ}\text{C d}$)									
	20–25	25–35	30–35	35–40	40–45	45–50	50–55	55–60	60–65	65–70
7 (SS17)	0	13	13	26	21	16	6	1	1	1
10 (Roberta (NP30,NPC25, NPC35))	3	12	12	32	15	15	6	1	–	–

† = sieved soil; NP = not plowed; NPC = not plowed and compacted. The numbers refer to the mean sowing depth in mm.

Table 4. Percentage of seedlings having encountered a clod of a given grade, observed on microprofiles in field experiments (Obs) and simulated (Sim).

Experimental plot (observation number)†	Grade (mm)									
	5–10		10–20		20–30		30–40		>40	
	Obs	Sim	Obs	Sim	Obs	Sim	Obs	Sim	Obs	Sim
NP30 (208)	20	95	27	34	7	8	2	1	0	0
PC25 (100)	15	69	26	26	14	11	8	4	3	0
PC35 (162)	10	100	26	43	9	11	8	6	12	8

NP = not plowed; NPC = not plowed and compacted. The numbers refer to the mean sowing depth in mm.

two times. Plots were protected against soil surface crusting with a perforated plastic grid (5 by 5 mm holes) placed 0.50 m above the soil, to decrease the energy of raindrops falling on the soil. Surface layer and subsurface seedbed samples were taken to determine their aggregate size distribution (5-, 10-, 20-, 30-, 40-, 50-mm diameters of circular sieve apertures). The sowing depths of ≈ 100 to 200 seed positions per plot were recorded (Table 3). The experimental plots were denoted as NP30, NPC25, and NPC35, the number at the end of the code representing the mean sowing depth in millimeters of the plot. The soil temperature was recorded hourly using sensors logged at the mean sowing depth and connected to a data logger (Grant, Cambridge, UK). The mean daily temperatures were 5 to 15°C throughout the experiments. The soil water content was recorded daily, in the first 10 cm at centimeter intervals and remained at 0.16 to 0.22 g g⁻¹ (-0.1 to -0.05 MPa) throughout the experiments. Bulk densities were measured using metal tubes of known volume (2 cm long, 5-cm diam.) to take soil samples and weigh them after drying at 105°C for 24 h. Measurements were replicated eight times and gave low values: 0.98 \pm 0.04 SD, 1.14 \pm 0.07 SD, and 1.19 \pm 0.08 SD g cm⁻³ on NP30, NPC25, and NPC35 in the layer surrounding the seeds. Forty seeds were observed each day

in each plot to record germination rates. Seedling emergence (800 seed positions for each plot) was recorded once or twice a day. Microprofiles in a vertical plane of the seedbed were observed once emergence had reached its maximum: the seed position in the seedbed and the seedling fate (germinated or not, abnormal without knocking an obstacle, blocked under an aggregate or not) were recorded. The hypocotyl length up to the soil surface was measured for emerged seedlings. The seedbed state around the hypocotyl was carefully recorded, especially the longest axis and position of aggregates met by the hypocotyl.

A complementary experiment was performed in laboratory conditions. A seedbed was created in tanks (58 by 58 by 10 cm³, replicated two times) filled with the same soil as in field experiments, sieved to have aggregates <5 mm, at a bulk density of 0.98 \pm 0.02 SD g cm⁻³. Soil water content was kept at 0.19 g g⁻¹ (-0.05 MPa) by covering the tanks with a plate. Temperature was regulated at 19°C. Seeds were sown at a mean depth of 17 mm, 50 mm in each direction from each other (102 seeds per tank, Véga, same seedlot as for the reference functions in the model). This treatment was denoted as SS17 (sieved soil). The same observations were made on seeds and seedlings as in the other experiments. Simulations were per-

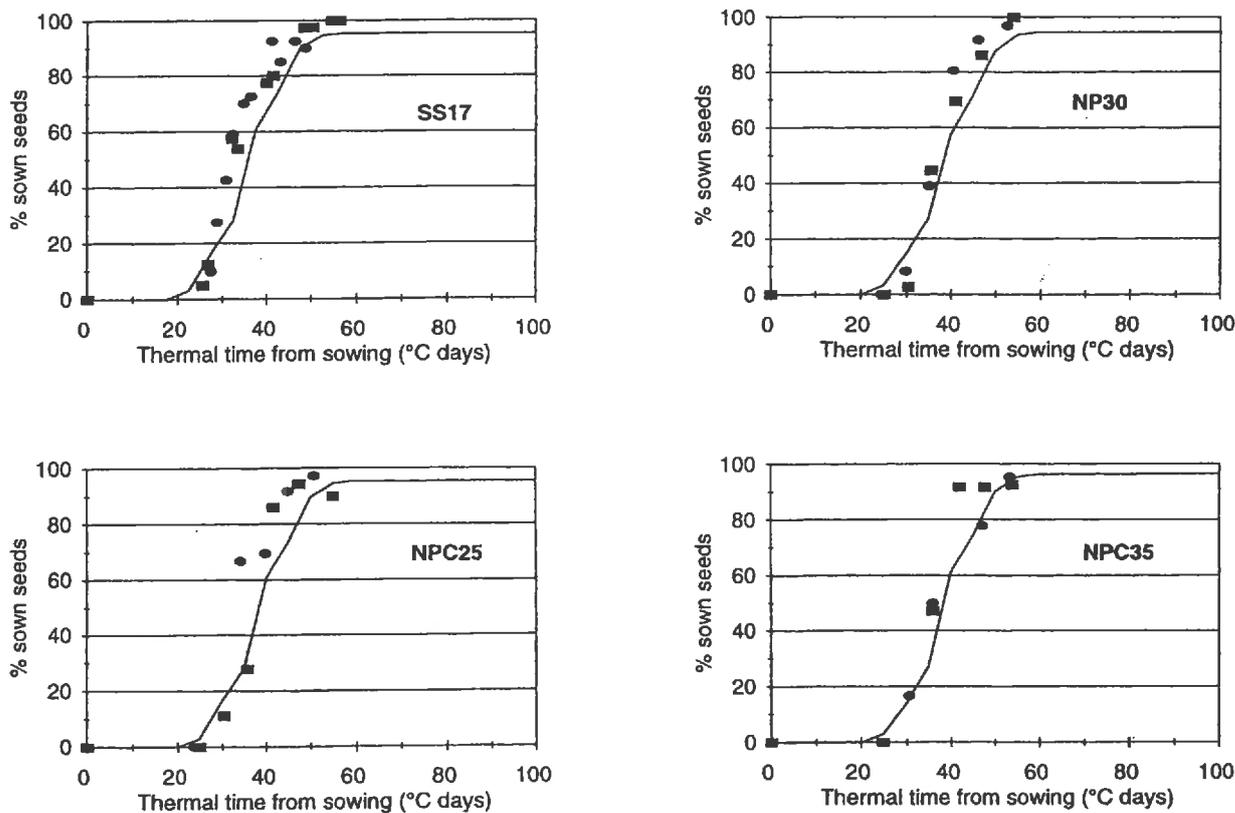


Fig. 5. Comparison of observed (two replicates: symbols) and simulated (line) germination rates.

formed using the observed aggregate size distribution and position in the seedbed, the sowing depth distribution of each plot, germination thermal time distribution obtained on a standard test at 20°C (Table 3), and the hypocotyl elongation function distribution obtained on V_éga and given as default values in the model. Each seedbed was simulated one-hundred times ($N = 100$, $V = 20$ by 8 by 4.5 cm³), and germination and emergence rates were established according to 1000 reiterations of seed sowing, with 10 seeds sown in each virtual seedbed. The statistical criteria used to compare the predicted P_i and observed O_i values of germination and emergence (Smith et al. (1996), n being the number of times germination or emergence were observed in each plot, are: the modeling efficiency, EF

$$EF = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad [5]$$

the root mean square error, RMSE

$$RMSE = \frac{100}{O} \sqrt{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2/n} \quad [6]$$

and the coefficient of residual mass, CRM

$$CRM = \left(\sum_{i=1}^n O_i - \sum_{i=1}^n P_i \right) / \sum_{i=1}^n O_i \quad [7]$$

RESULTS AND DISCUSSION

Frequency and Dimension of Encountered Clods

The number of seedlings that encountered a clod of a given size observed on microprofiles was compared with that predicted by the model using numerical sowings (Table 4). Results were in good agreement for aggregate grades >10 mm. However, the model for the 5- to 10-mm grade overestimated the number of clods encountered. This could be explained by the fact that smaller clods, especially 5- to 10-mm grade, are less easy to observe than bigger clods on field microprofiles. This difference cannot strongly influence the results of emergence simulation as those small clods block only very few seedlings (Table 1) and very slightly increase the length to the soil surface.

Germination Kinetic and Seedling Path Length to the Surface

The final predicted germination rates were high and in good agreement with the observed values (Fig. 5).

Table 5. Values of statistical criteria for germination and emergence models on all plots.†

Plot	Model	EF	RMSE	CRM
P17	Germination	0.99	34.4	0.16
	Emergence	0.99	4.9	0.09
P30	Germination	0.94	20.9	0.10
	Emergence	0.50	7.6	-0.41
PC25	Germination	0.86	25.8	0.14
	Emergence	0.66	6.7	-0.32
PC35	Germination	0.91	22.0	0.16
	Emergence	0.83	5.5	-0.25

EF is modeling efficiency. RMSE is root mean square error. CRM is the coefficient of residual mass.

Differences between observed and simulated germination times were less than 5°C d (EF > 0.85 on all plots, Table 5), but CRM were positive, indicating that the majority of predicted values were less than the measured ones. This has been observed in other experiments when comparing germination rates obtained under field conditions to rates on filter paper. This could be due to a less efficient contact between seeds and platted paper than in fine earth.

Hypocotyl path length measured in seedbeds was compared with those calculated by the model (Fig. 6). The predicted values were not statistically different from the observed ones (Kolmogorov test, $P < 0.05$). Clods had little effect on the path length: the mean path length is close to the mean sowing depth in each treatment (difference <2 mm). This is consistent with the calculation of the mean increase in the hypocotyl length calculated when it encounters the surface of a

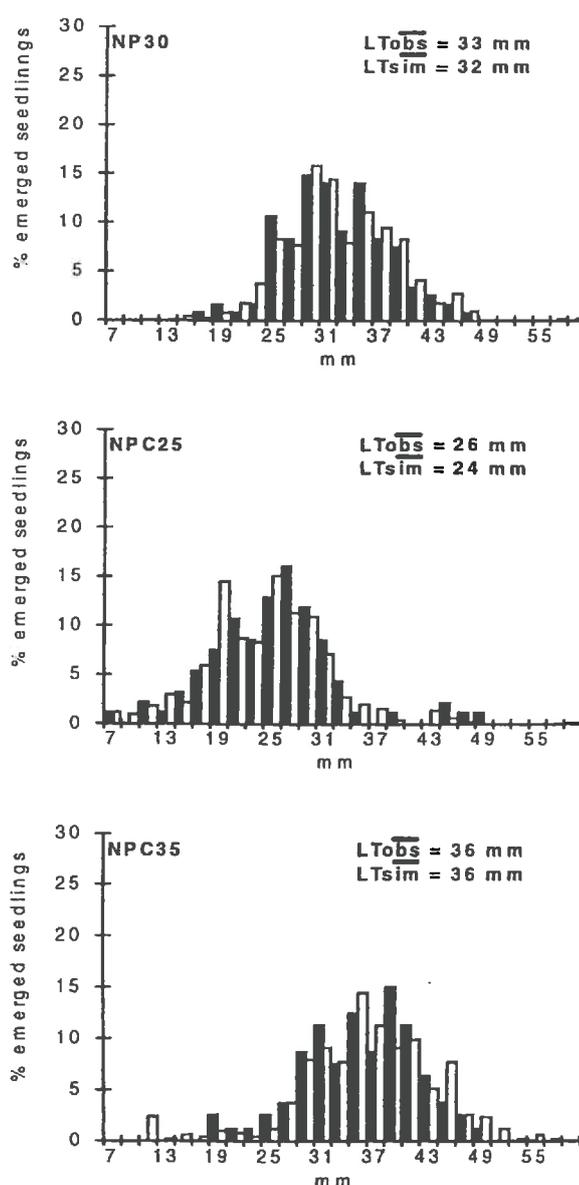


Fig. 6. Lengths of seedling path to the surface (black bars) observed and (white bars) simulated.

here in a random point: it ranges from 0.5 to 5.4 mm or sphere diameters ranging from 5 to 50 mm. The time taken to reach the soil surface depends mainly on the sowing depth and the soil temperature, even in sugarbeet cloddy seedbeds. The main effects of clods are on the emergence final rates because seedlings can remain blocked under clods.

Because of the differences between simulated and observed germination rates, changes with time in emergence rates were simulated using observed germination times to test only the effects of elongation rates and clods on the path of the hypocotyl.

Emergence Rates

The final emergence rates on the experimental plots were 85 to 95% (Fig. 7). Differences between the predicted and observed emergence rates were <10%. The sources of nonemergence were nongerminating seeds, seedlings with hypocotyls too short to reach the soil surface, and seedlings blocked under clods. NPC35 was the plot in which the difference between observed and predicted values of final emergence rates was the greatest. This was because the model overestimated the frequency of too-short hypocotyls on plots with large sowing depths (NPC35).

The predicted and observed emergence changes with time in the sieved soil experiment (SS17) were very close (EF = 0.99, Table 5), even though the predicted values were slightly less than observed ones (RMSE = 1%, CRM = 0.09). In contrast, the predicted changes in emergence with time were systematically greater than the observed values in field experiments. CRM were negative and between -0.2 and -0.4. There was no

limitation in water or mineral supplies; temperatures were always in the optimum range during the experiments. The differences could only come from the elongation functions, as germination times used in the simulations were the observed ones. One difference can be that the seedlots and the varieties used were not the same as those used to obtain the reference functions in the model. But, there was almost no difference in the hypocotyl elongation rates of several genotypes (Dürr and Boiffin, 1995). Another difference could be in the mechanical impedance of the seedbeds. Bulk densities were slightly higher in the treatments compacted before seedbed preparation in the field experiments compared with those not compacted ($P = 0.05$) and were correlated with the seedbed cloddiness, which was also greater for those plots. But they remained low, very close to the SS17 plot, and there were no differences between the three field plots in emergence time correlated with the slight differences in bulk densities. This variable may not be sufficient to estimate the mechanical impedance around the growing hypocotyl. A soil strength measurement in the first few centimeters using a penetrometer might have shown differences between seedbeds.

CONCLUSIONS

The model was evaluated to distinguish the physical and biological effects of several submodels used to predict the emergence of sugarbeet. The evaluation of SIMPLE for situations with no obstacle in the hypocotyl path showed that the biological variations in seed and seedling behavior are correctly described under those conditions by the biological models of germination and

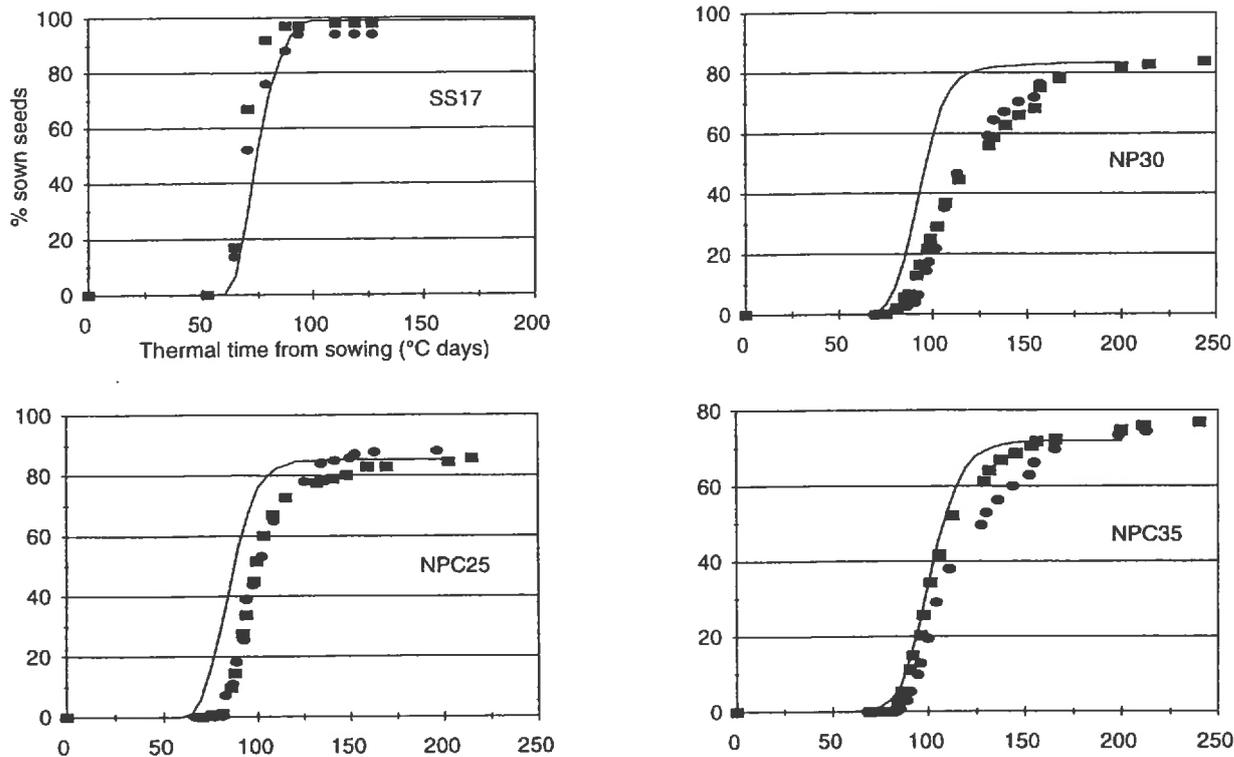


Fig. 7. Comparison of observed (two replicates: symbols) and predicted (line) emergence rates.

elongation that were used and their parameters. The random drawings from distributions describing the seed and seedling population and the seed positions in the seedbed could be used to reproduce the spread of emergence time resulting from these characteristics of seeds and seedbed. The good agreement between observed and simulated values of hypocotyl lengths and number of clods encountered by seedlings indicated that the seedbed generator correctly described variations in aggregate sizes and spatial organization. The main sources of differences from field experiments were the elongation functions, which should be improved. It led to predict faster emergence than reality; the bias was 15 to 30°C d.

The model can be used as a tool for simulating some important effects of soil tillage and sowing operations, that is, the spatial organization of aggregates and of seeds in the seedbed layer. It also gives a spatial prediction of soil surface cloddiness and plant positions. Further planned improvements include the addition of a submodel predicting the changes in temperature and soil water content at depth steps of a few centimeters and according to changes in soil structure. This submodel should incorporate a soil strength-water content relationship that could improve the shoot growth prediction. Germination and emergence in dry conditions could also be predicted, which would widen the use of the model. A more accurate prediction of the dynamics of crust formation, which takes into account the soil surface state as it is described by the seedbed generator and the changes in crust water content and in crack patterns, should also be incorporated.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank C. Leforestier, C. Dominiarzick, and P. Régnier for technical assistance and Dr. O. Parkes for checking the English text. This work was supported by ITB (Institut Technique de la Betterave) and by the Biopôle Végétal Picard.

APPENDIX

Symbols Used in Submodels

Symbol	Description	Unit
N	number of simulated seedbeds	
r	row width	mm
l	row length	mm
d	seedbed depth	mm
a	the longest axis of clod	mm
b	the intermediate axis of clod	mm
c	the shortest axis of clod	mm
DR_c	threshold value for cumulative rainfall	mm
DR_{c1}, DR_{c2}	threshold value for daily rainfall	mm
P	emergence probability of a seed	
t	number of days for DR_{c2} comparison with rainfall data	
n	number of simulated seeds	
	individual seed	
(x_i, y_i, z_i)	seed position in the seedbed layer	mm
W_i	mass of the seed i	mg

G_i	germination thermal time of the seed i	°C d
L_i	elongation function of the seed i	mm
a, b, c	parameters of the elongation function	
E_i	emergence time of the seed i	°Cd
RGR_i	cotyledon relative growth rate of seedling i	mg mg ⁻¹ °C d ⁻¹
DW_{oi}	seedling i dry mass at emergence	mg
e, f, g	parameters for prediction of early growth	
t	time	
TT_i	cumulative soil thermal time from emergence time	°C d
TT_{si}	cumulative soil thermal time from sowing	°C d

REFERENCES

- Aubertot, J.N., C. Dürr, K. Kiéu, and G. Richard. 1999. Characterization of sugar beet (*Beta vulgaris* L.) seedbed structure. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63:1377-1384.
- Addiscott, T.M., and A.R. Dexter. 1994. Tillage and crop residue management effects on losses of chemicals from soils. *Soil Tillage Res.* 30:125-168.
- Bouaziz, A., and L. Bruckler. 1989a. Modeling of wheat imbibition and germination as influenced by soil physical properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53:219-227.
- Bouaziz, A., and L. Bruckler. 1989b. Modeling wheat seedling growth and emergence: I. Seedling growth affected by soil water potential. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53:1831-1838.
- Bouaziz, A., and L. Bruckler. 1989c. Modeling wheat seedling growth and emergence: II. Comparison with field experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53:1838-1846.
- Brisson, N., B. Mary, D. Ripoche, M.H. Jeuffroy, F. Ruget, B. Nicolaud, P. Gate, F. Devienne-Barret, R. Antonioletti, C. Dürr, G. Richard, N. Beaudoin, S. Recous, X. Tayot, D. Plenet, P. Cellier, J.M. Machet, J.M. Meynard, and R. Delécolle. 1998. STICS: A generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balance. I. Theory and parameterization applied to wheat and corn. *Agronomie* 18:311-346.
- Dexter, A.R. 1985. Shapes of aggregates from tilled layers of some Dutch and Australian soils. *Geoderma* 35:91-107.
- Dürr, C., and J.N. Aubertot. 2000. Emergence of seedlings of sugar beet (*Beta vulgaris* L.) as affected by the aggregate size, roughness and position of aggregates in the seedbed. *Plant Soil* 219:211-220.
- Dürr, C., and J. Boiffin. 1995. Sugarbeet seedling growth from germination to first leaf stage. *J. Agric. Sci. (Cambridge)* 124:427-435.
- Dürr, C., J. Boiffin, A. Fleury, and I. Coulomb. 1992. Analysis of the variability of the sugar beet growth during the early growth stage. II. Factors influencing the seedling size in field conditions. *Agronomie* 12:527-535.
- Dürr, C., P. Dubrulle, J. Boiffin, G. Richard, and Y. Duval. 1996. Development of a simulation model for sugar beet seed emergence. p. 425-431. *In Proc. 58th Congress IIRB*. Beaune, France. 19-22 June 1995. IIRB, Brussels, Belgium.
- Durrant, M.J., R.A. Dunning, K.W. Jaggard, R.B. Bugg, and R.K. Scott. 1988. A census of seedling establishment in sugar beet crops. *Ann. Appl. Biol.* 113:327-345.
- Duval, Y., and J. Boiffin. 1994. A daily emergence disturbance index for sugarbeet based on soil crusting. p. 633-638. *In Proc. 13th ISTRO Conf.*, Aalborg, Denmark. 24-29 July 1994.
- Finch-Savage, W.E., and K. Phelps. 1993. Onion (*Allium cepa* L.) seedling emergence patterns can be explained by the influence of soil temperature and water potential on seed germination. *J. Exp. Bot.* 44:407-414.
- Guéris, M., C.L. Duke, and C. Dürr. 1998. Spatial calibration of a crop model using optical remote sensing data. A case study on sugar beet emergence and early growth. p. 191-197. *In Proc. 1st Intern. Conf. Geospatial Information in Agriculture and Forestry.*

- Decision Support, Technology and Applications. Lake Buena Vista, FL. 1-3 June 1998. Erim Int., Ann Arbor, MI.
- Gummerson, R.J. 1986. The effect of constant temperatures and osmotic potentials on the germination of sugar beet. *J. Exp. Bot.* 37:729-741.
- Mullins, C.E., J. Townend, P.W. Mtakwa, C.A. Payne, G. Cowan, L.P. Simmonds, C.C. Daamen, T. Dunbabin, and R.E.M. Naylor. 1996. Emerge user guide: A model to predict crop emergence in the semi-arid tropics. Dep. of Plant and Soil Sci., Univ. of Aberdeen, UK.
- Perfect, E., Q. Zhai, and R.L. Blevins. 1997. Soil and tillage effects on the characteristic size and shape of aggregates. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61:1459-1465.
- Saglio, P., and A. Pradet. 1980. Soluble sugars, respiration and energy charge during aging of excised maize root tips. *Plant Physiol.* 66:516-519.
- Smith, J., P. Smith, and T. Addiscott. 1996. Quantitative methods to evaluate and compare soil organic matter models. p. 181-199. *In* D.S. Powelson et al. (ed.) *Evaluation of soil organic matter models*. Springer-Verlag, Berlin.
- Tamet, V., J. Boiffin, C. Dürr, and N. Souty. 1996. Emergence and early growth of an epigeal seedling (*Daucus carota* L.): Influence of soil temperature, sowing depth, soil crusting and seed weight. *Soil Tillage Res.* 40:25-38.

A review of tillage effects on crop residue management, seedbed conditions and seedling establishment

J. Guérif^{a,*}, G. Richard^a, C. Dürr^a, J.M. Machel^a, S. Recous^a, J. Roger-Estrade^b

^aINRA, Unité d'Agronomie de Laon, rue Fernand Christ, 02007 Laon Cedex, France

^bINRA/INA P-G, Unité d'Agronomie, 78850 Thiverval-Grignon, France

Received 26 June 2000; accepted 17 January 2001

Abstract

There is considerable discussion about the influence of soil management techniques on soil erosion, water use and conservation, and more recently carbon dioxide sequestration and waste disposal. The soil–atmosphere interface, particularly the seed bed layer is of particular concern to agronomists and soil scientists because it is the focus of the physical processes affecting crop establishment and biological activity. This paper evaluates the current knowledge (1) in modeling seedling emergence and residue decomposition, (2) seedbed structure and its resulting physical conditions, and (3) tillage operations affect on seedbed structure and residue distribution. © 2001 Published by Elsevier Science B.V.

Keywords: Tillage; Seedbed; Structure; Crop residue; Crop establishment; Model

1. Introduction

The soil–atmosphere interface formed by the seedbed layer is of a particular concern to agronomists and soil scientists as it is the focus of the physical processes controlling crop establishment, biological activity, water infiltration and runoff. There is considerable discussion about soil management techniques, and particularly tillage operations, with respect to sustainable production, land erosion, water use and conservation, and more recently CO₂ sequestration (Lal, 1997; Batjes, 1998; Smith et al., 1997) and waste disposal.

The debate between zero, or conservative tillage, and conventional tillage is still in progress (Cannell and Hawes, 1994) because there is no single solution for all situations. There is general agreement that conservative tillage saves time and does not usually reduce yields. But different effects appear due to local conditions, assigning priorities to specific factors and/or processes.

The crop residues left on the soil surface seem to limit evaporation, soil sealing and soil crusting in North and South America, thus increases infiltration and limits soil erosion. Surface residues may affect soil thermal regime and reduce grain yield (Kaspar et al., 1990).

In Western Europe, the accumulation of crop residues at the soil surface due to poor mineralization can impede crop establishment and also provide a favorable habitat for slugs (Christian and Miller, 1986). Residues incorporation into the soil by plowing or

*Corresponding author. Present address: INRA, Site Agroparc, 34194 AVIGNON cedex 9, France. Tel.: +33-3-23-23-64-00; fax: +33-3-23-79-36-15.
E-mail address: jerome.guerif@avignon.inra.fr (J. Guérif).

chiseling, is preferred to burning, because of legal restrictions on direct CO₂ emission (Cannell and Hawes, 1994). Herbicides applications may be limited by environmental regulations and weeds may have to be mechanically controlled. In regions of Africa, where soil mulching could help water conservation, crop residues are important for feeding cattle. Conservative techniques are consequently limited (FAO, 1998), as the soil cover does not reach the usually recommended 30%.

There are many combinations of soil tillage techniques for seedbed preparation, weed control, residue management and erosion control, and they should be selected according to the local constraints (pedo-climatic, technical and socio-economical constraints). But we do not know enough, even combined with field experiments, to evaluate these solutions; so that choices often result from a complex optimization of interactive factors and necessitates efficient models to predict the effects of tillage (Håkansson and von Polgár, 1984; Tisdall, 1996; Townend et al., 1996). Tillage has both direct and indirect effects on crop establishment and residue decomposition. Tillage directly effects residues fragmentation and distribution as well as seed placement within the seedbed. Tillage indirectly effects environmental conditions which effect residue decomposition, seed germination and seedling emergence. First, the scheduling of tillage operations interacts with climate (rainfall, thermal regime, etc.) to determine the subsequent soil conditions when these processes are occurring. Second, tillage creates a specific seedbed structure that affects the physical properties surrounding the seed or residues. Thus, the choice of efficient tillage practices requires consideration of:

- the biophysical factors involved in decomposition, germination and emergence,
- the way structure determines soil physical conditions, and
- how tillage operations act on soil structure and crop residue distribution.

None of the current models integrate all factors needed to develop decision-aid models (Swan et al., 1996). This paper reviews (1) models used to describe residue decomposition, seed germination and seedling emergence, (2) what is known about seedbed structure

and its resulting physical conditions, and (3) how tillage operations affect seedbed structure and residue location.

2. Modeling the effects of physical factors on crop residue decomposition and seedling emergence

The behavior of seeds, seedlings and micro-organisms in the soil depends on physical factors such as temperature, water potential and oxygen concentration, interacting with the physical and biochemical properties of seeds and crop residues. Those factors are influenced by the soil type, climate and tillage strategies used. The contact surface area between the soil and the seed, plant or crop residue is an important parameter, which determines the areas in liquid or gaseous phases for exchange of water, gas and nitrogen. The soil mechanical impedance, and aggregate size and distribution also directly influence the seedling growth after germination, until it reaches the soil surface. Many studies have described the effects of these factors and conditions on both crop residue decomposition and crop establishment, and models are now being developed to integrate this knowledge.

2.1. Modeling crop residue decomposition

Chopping residues and tilling the soil influence many physical and biological factors in the soil, which in turn affect residue decomposition. Chopping of residue changes the particle size distribution of the residues and increases their specific surface area in contact with the soil (residue surface per residue mass), enhancing microbial colonization, and the exchange of water and nutrients with the surrounding soil (Swift et al., 1979; Fruit et al., 1999). Grinding also alters the integrity of cell surfaces, increasing the accessibility of biochemical components to decomposers (Guérif, 1979; Chesson, 1997). Lastly, reducing residue particle size by chopping before soil tillage also affects the distribution of residues at the soil surface and in the soil. The initial location of crop residues, e.g. the presence or absence of mulch at the soil surface, the clustering of crop residues, and the spreading of fragments in the soil modify many soil physical factors. The main factors are soil water

content, soil temperature, and O₂ content (Allmaras et al., 1996). The initial crop residue location also influences the composition of the decomposers community (Holland and Coleman, 1987; Frey et al., 2000), because the growth of fungi is favored when residues are at the soil surface or clustered, i.e. in situations of different spatial availability of C, N, and water.

Heterotrophic microbial growth and decay associated with the decomposition of organic matter also influence the chemical properties of the soil, such as the soil N content and pH and the dynamics of soil aggregation. It has been demonstrated that fragments of plant debris account for the formation and stabilization of macro-aggregates via the production of mucilaginous materials during microbial growth (Tisdall and Oades, 1982; Angers and Chenu, 1998). The proportions of micro- and macro-aggregates, the size of macro-aggregates and the aggregates turnover rates all vary with the amount, the chemical nature, size, geometry and mode of deposition of the particulate organic matter (Golchin et al., 1998). Aggregation influences the concentration and turnover of the new soil organic matter by limiting the accessibility of C substrates to microbes and fauna (Angers et al., 1997; Six et al., 1999). Consequently, tillage systems directly influence soil organic matter storage and aggregate stability.

Many models have been developed to simulate decomposition of crop residues under various environmental conditions. Some models such as NTRM (Shaffer and Larson, 1987) were developed mainly to predict the soil surface cover and soil physical properties affecting water runoff and erosion. Others such as DAISY (Hansen et al., 1991), CERES-N (Godwin and Jones, 1991), STICS (Brisson et al., 1998), APSIM (Probert et al., 1998) were designed to predict crop growth and nutrients availability. Another group of model such as CENTURY (Parton et al., 1987), NCSOIL (Molina et al., 1983), ROTHC (Coleman and Jenkinson, 1996) has been mainly developed to predict the long-term effects of residue management on the C storage in soils. However, few functions and parameters have been developed to take into account the fact that the residues can decompose at the soil surface or in the soil, the proportions of the two, and a distribution at a soil depth that depends on the tillage operations (Grant et al., 1997).

In decomposition models, the added fresh organic matter is considered to be either a single pool (an FOM pool for "Fresh Organic Matter", or a POM pool for "Particulate Organic Matter"), or split into several carbon (C) pools, according to a particular parameter (e.g., their chemical quality: easily mineralizable and recalcitrant fractions). Several functions and parameters can take into account the effect of the initial location and distribution of the residues in soil: the decay rates of the C pools, the environmental factors (moisture and temperature), the availability of nitrogen for decomposing micro-organisms, and the parameters describing the physiological characteristics of the decomposing micro-organisms (C:N ratio, yield efficiency, turnover rate). Models usually describe the loss of residue mass by a potential rate of decomposition that is affected by temperature, moisture and N availability, e.g. (Probert et al., 1998):

$$F_{\text{decomp}} = k \times f_w \times f_T \times f_N$$

where F_{decomp} is the fraction of residue decaying on any given day, k the potential decomposition rate, f_w the moisture factor, f_T the temperature factor, and f_N the N factor.

The potential decay rate of residues is often obtained by incubating residues under optimal conditions (i.e. chopped residues well mixed with soil); most models do not include a function that alters the potential rates of decomposition when incorporation characteristics differ from the optimal conditions (Quemada et al., 1997). The decay rates of surface residues are then modified after optimization with field data (Allmaras et al., 1996). The model of Gregory et al. (1985) assumes a single compartment for residue when residues decompose on the surface, while a two-compartment model is used to describe C decay if residues are incorporated into the soil.

The RESIDUE sub-model from APSIM (Probert et al., 1998; Thorburn et al., 2001) explicitly takes into account the extent of contact between the soil and crop residues (contact factor). This contact factor is calculated from the residue dry matter and residue surface area (which are inputs to the model) and it affects the potential decomposition rate. It is presumed that the material in immediate contact with the soil decomposes more rapidly than that piled above it. It also determines the soil residue cover and influences the erosion module of the model. It is assumed that the

residues left at the surface decompose under drier conditions (Holland and Coleman, 1987), and some models include a modified function to simulate it. For example, the Century model (Parton et al., 1987) assumes that the potential decay rates for the decomposition with surface litter will be 20% slower than those for litter decomposing in the soil. Douglas and Rickman (1992) adopted a similar approach. They introduced a moisture function, f_w , that takes discrete values, in the range 0.2–1.0, depending on whether or not residues are incorporated and whether the soil is bare or cropped. Conversely, other models such as APSIM (Probert et al., 1998) and STICS (Brisson et al., 1998) take into account the fact that the fresh organic matter returning to soil is either left at the surface or incorporated into soil in a proportion and at a depth that depends on tillage. The models then simulate moisture in the top few centimeter of soil (STICS) or in the residue mulch (APSIM), which affects the potential decay rate of the surface residues. The moisture factor for each soil layer also affects the decomposition rate of the residues incorporated into each layer.

Several models include a temperature factor based on the daily air temperature to simulate the effects of temperature on the decomposition of soil residues at the soil surface (APSIM, STICS), also called “degree-day concept” by Douglas and Rickman (1992). The ‘decomposition-day’ concept of Schomberg and Steiner (1997) is similar, except that it is based on monthly or semi-monthly air data, and may or may not include a moisture factor. The STICS model also expresses the combined effects of temperature and water content on decomposition with a “normalized day” concept. Otherwise, soil temperature at various depths is simulated from the energy balance of the models and affects the decomposition of incorporated residues.

The availability of N often controls the early decomposition of crop residues, particularly residues having a high initial C:N ratio such as mature cereals (Douglas and Rickman, 1992; Mary et al., 1996). The microbial N demand during decomposition is then much higher than the N supply available from the high C:N ratio crop residue. Crop residue location and distribution in the soil strongly influence the availability of soil N to decomposing micro-flora. Therefore, most models have developed a function (f_N or C:N factor), to decrease the decay rate when microbial

N demand of the decomposing micro flora is higher than the N supply. The function, f_N , is based on the initial C:N ratio of the residues for decomposing soil surface residues. It is usually based on the calculated C:N ratio of the residue plus the soil layer in which the residues are incorporated for the residues decomposing in the soil (e.g. Douglas and Rickman, 1992; Probert et al., 1998). However, STICS (Brisson et al., 1998) assumes that the first centimeter of the soil also provides inorganic N to residues left at the surface by diffusion.

2.2. Modeling emergence

Many studies have described the effects of the physical factors in the seedbed and how seed placement affects emergence. Most of these studies have focused on the effect of temperature, water potential and oxygen content on seed germination, rather than on seedling growth.

The typical germination kinetics of a seed lot in constant conditions of temperature, water potential and oxygen concentration are represented as sigmoid curves of cumulated germination fraction versus time. The effect of temperature and water potential on germination can be modeled using the concept of hydro-thermal time (Gummerson, 1986), similar to the “decomposition-day” and the “normalized time” concepts used for crop residue decomposition. There are ranges of temperature and water potential over which the rate of germination of a given fraction of seeds is linearly related to temperature and water potential:

$$\frac{1}{t(G)} = \frac{[T_e - T_b(G)][\psi_e - \psi_b(G)]}{H(G)}$$

where $t(G)$ is the time taken for the fraction G to germinate (day), T_e the soil temperature (°C), $T_b(G)$ the base temperature (°C), ψ_e the soil water potential (Pa), $\psi_b(G)$ the base potential (Pa), and H the hydro-thermal time (°C Pa day). Gummerson (1986) showed that T_b and H do not depend on the fraction of seeds for sugar beet; the change in $\psi_b(G)$ as a function of seed fraction is responsible for the sigmoid germination curve.

A similar approach may be used to describe the effect of O_2 concentration on germination kinetics. Al-Ani et al. (1985) showed a linear relationship between

the rate of germination and the O_2 concentration in optimal conditions of temperature and water potential. However, while this type of model accurately reproduces the variation in germination time between seeds of a given seed lot for constant physical conditions, it must also be tested in fluctuating field conditions. Moreover, it does not take into account the soil structure surrounding the seeds. A physical model of seed imbibition and germination as a function of seedbed conditions, i.e. structure, water potential and temperature, was proposed by Bruckler (1983a,b). He defined a critical water potential (Ψ_c) below which germination is not possible and established a relationship between seed, water content, and seed water potential, for seed water potentials $< \Psi_c$. Therefore, a seed germinates when its water content reaches the critical water content (w_c) corresponding to Ψ_c . The seed takes up water either from the liquid or the vapor phase of the soil. Water penetration into seeds (i.e. the seed–soil contact area) depends on the structural porosity of the seedbed around the seed, and on the soil water potential (Bruckler, 1983a,b). The surface fraction of the seed where vapor water penetrates into the seed is the complement of the seed–soil contact area. The physical germination model produced by Bruckler (1983a,b) accounts for seedbed structure. It considers seedbed structure effects on seed–soil contact, i.e. the surface of the seed through which liquid and vapor water penetrates into the seed. However, it does not include the variation in seed characteristics. The generalization of this physical approach to seed germination prediction as a function of O_2 concentration implies the definition of a critical quantity of consumed O_2 to reach germination (Richard and Guérif, 1988a,b), similar to the critical seed water content. This may be possible for seeds that have no fermentation process, for which the effect of O_2 concentration on respiration rate is similar to that for fatty seeds germination rate (Al-Ani et al., 1985).

Shoot and root elongation depends on the same physical factors, but has been studied less than germination. The temperature effect on shoot and root elongation can be described by using a sigmoid curve, with time expressed as cumulated thermal time (Bouaziz and Bruckler, 1989a for wheat, Mullins et al., 1996 for sorghum, Dürr and Mary, 1998 for sugar beet). Base temperatures for germination and seedling root and shoot growth are often similar; some results

indicate that the base temperature for radicle elongation is slightly higher than that required for germination (Angus et al., 1981; Hsu and Nelson, 1986; Fyfield and Gregory, 1989). Bouaziz and Bruckler (1989a) found that wheat seminal root elongation rate and final length were decreased much more than shoot elongation when the soil water around the roots had a greater negative potential than -0.02 MPa. Ross and Hegarty (1979) examined a wide range of dicotyledon species and showed that water potentials that restricted root elongation were in most cases much higher than those restricting germination rate, indicating processes are different for the two phases.

Whalley et al. (1999) found that soil impedance influenced seedling shoot growth much more than root growth for carrots and onions. Mullins et al. (1996) used a power law function to describe the reduction of sorghum seedling shoot growth with soil impedance, and a linear function to describe the decrease in root growth. Both studies indicate that seedling shoot growth is more limited by high impedance than root growth.

Crusts, at soil–atmosphere interface are a special case of mechanical impedance. Arndt (1965a,b) described the ways seedlings emerge through crusts: penetration, bending and rupture, lifting a detached plate or using cracks. Seedling response depends mainly on crust water content, crack pattern and seedling size and shape. Monocotyledon species usually have a sharp shape, and are better able to penetrate crusts than are dicotyledon species, which mostly have a hooked shape (Goyal et al., 1982). Moreover, seedling emergence force depends on species and cultivars features (Souty and Rode, 1994; Mason et al., 1994, 1996), cross-sectional area of the hypocotyl (Gerard, 1980), and seed mass and seedling age (Souty and Rode, 1993). Weak seedlings generally emerge through soil cracks (Arndt, 1965a). Several authors have tried to predict seedling emergence using mechanic models to link the seedling force and soil surface mechanical resistance, but these models have only been tested in simplified laboratory conditions (Goyal et al., 1982; Souty and Rode, 1993).

The seedbed structure also determines the size, roughness and position of clods in the path of the seedling to the soil surface. Bouaziz et al. (1990) found a linear relationship between the aggregate size and the percentage of non-emerged wheat seedlings.

Souty and Rode (1993) established a relationship between seedling emergence force and aggregate mass by calculating the moment of the two forces, depending on the relative position of the aggregate center and the seedling shoot. Dürr and Aubertot (2000) correlated the probability of a seedling being blocked beneath an aggregate with the aggregate position in the seedbed and its size and roughness (density and size of holes at its periphery).

Describing and predicting seedbed physical factor effects on seedling growth are difficult because the process is dynamic. Seeds can be considered to be points for surrounding conditions. Seedling growth requires knowing which part of the seedbed determines this growth. Root and shoot growth relationships are not clearly established during this growth period. For example, Mullins et al. (1996) considered root and shoot growth to be independent. However, hormonal signals are sent to the shoot when root growth conditions are modified, and the whole plant reacts (Tardieu et al., 1991; Hurley and Rowarth, 1999). Mechanical characteristics of zones around growing seedlings must be taken into account when describing crop establishment.

2.3. Prospects

Many studies over the past few years have emphasized the need to better understand the biochemical quality of fresh organic matter, and model its effects over a wide range of situations (Cadish and Giller, 1997). However, most of references used to parameterize functions have been obtained in optimal conditions of decomposition, particularly with ground residues incorporated into the soil. The importance of the physical properties of residues (geometry of the POM, particle size, etc.) and their initial location in the soil have been demonstrated. The residue particle size appears to interact with the biochemical composition to determine its accessibility to the micro-flora (Angers and Recous, 1997; Bending and Turner, 1999). The initial location of crop residues influences the soil C storage through a change in the relative contributions of fungi and bacteria to the decomposition process (Holland and Coleman, 1987; Guggenberger et al., 1999; Frey et al., 2000). There is yet no function that describes the effect of residue particle size on the potential decay rates, or that takes into

account a possible interaction of particle size with the initial biochemical quality of the fresh organic matter. A better picture of the effects of the residues location, and consequences for C dynamics may require allowing for changes in the characteristics of the decomposers community (e.g. by modifying the biomass C:N ratio, its yield efficiency, its turnover rate, etc.) depending on the distribution and location of residues in soil. It has been shown that carbon is leached from surface crop residues by rain, resulting in significant amounts of residue C entering the soil (Spain and Hodgen, 1994). It is important to predict the proportion of organic C leached as well as the soil depth concerned.

Recent emergence models have attempted to integrate all the physical factors affecting germination and emergence to help analyze the effects of soil structure, including wheat in dry conditions (Bouaziz and Bruckler, 1989b); sugar beets in Northern Europe conditions (Dürr et al., 2001), and tropical crops (Mullins et al., 1996). Their aim is to help in tillage and sowing decisions and to reduce the use of large experiments comparing several techniques without possibilities of generalization. These models consider the variations in germination and seedling growth separately, and do not take into account the effect of the same factors on crop establishment. They take into account changes in temperature and water potential to predict germination. The values of water potential and temperature are calculated from models incorporating climatic variables, but soil structure characteristics are not often included. The effects of soil structure on the seed-soil contact area and germination speed are in models by Bruckler (1983a,b); Bouaziz and Bruckler (1989b). Conversely, hydrothermal time is included in other models, but not seed-soil contact. The connection has still to be established. The influence of soil impedance on root and shoot growth is independently taken into account by Mullins et al. (1996). The organization of aggregates in the seedbed layer above the seed is taken into account by introducing a tortuosity index (Bouaziz and Bruckler, 1989b), or by a three-dimensional description of the seedbed structure and the seedling path to the soil surface (Dürr et al., 2001).

The models predicting emergence or organic matter turnover are starting to take into account soil structure, such as aggregate organization and dynamics and

variations in soil layer impedance. These physical features influence the other soil physical conditions in the tilled layer. One important challenge is to model the interactions between all the soil physical conditions close to seeds and crop residues, and to correlate them with tillage operations.

3. Seedbed structure as affecting soil physical conditions

The soil structure determines the physical conditions surrounding the seed and residue. Structure affects water, gas and heat transfer, mechanical impedance and the extent of the seed surface contact of seed and residue. These various aspects are all related to the characteristics of the pore space as well as the arrangement of soil particles (Dexter, 1988; Stengel, 1990). Recent developments in soil structure characterization have provided more precise descriptions of the pore space and solid phase functions.

3.1. Soil structure characterization

The total pore volume is commonly determined by measuring soil bulk density. When studying soil structure changes caused by tillage, the distinction is made between intra- and inter-aggregate porosity, or between textural and structural pores (Monnier et al., 1973; Fiès and Stengel, 1981). Textural porosity results from the fabric of elementary solid particles, and is subject to swelling and shrinkage. Structural porosity consists of voids created by aggregate and clod arrangement due to tillage, climate, and biological pores. It is generally agreed that textural (or intra-aggregate) porosity is not modified by anthropogenic mechanical actions (compaction, fragmentation, etc.). The pore-size distribution can be determined by mercury porosimetry measurements on dry samples (Bruand and Prost, 1987). It can also be estimated from the particle and aggregate-size distributions (Arya and Paris, 1981; Haverkamp and Parlange, 1986; Rieu and Sposito, 1991), which may or may not correspond to a fractal distribution (Anderson et al., 1998). Nimmo (1997) improved the model of Arya and Paris (1981) by partitioning the total pore space into textural-related and structural-related components with different pore shapes. Textural pore

volume is determined, assuming a random soil particle arrangement, from the elementary soil particles size distribution. Structural pores are deduced from the aggregate size distribution.

The geometrical representation of the pore network allows evaluation of pore morphology and topology. This representation can be obtained from:

- reconstruction by computation of images made from impregnated soil core-serial sections (Glasbey et al., 1991; Cousin et al., 1996; Vogel and Kretzschmar, 1996),
- tomography measurements (Petrovic et al., 1982; Spanne et al., 1994; Heijs et al., 1995),
- models describing directly soil structure, such as the model of cracks in a clay soil proposed by Perrier et al. (1995).

These approaches appear to be useful to estimate the degree of pore connectivity, leading to a more precise modeling of the transfer functions.

Analysis of the structural elements arrangement is commonly achieved with sieving methods, used to establish the size-distribution of soil aggregates and clods in order to characterize the fragmentation caused by cultivation (Eghball et al., 1993). The recent development of fractal geometry (Young and Crawford, 1991; Bartoli et al., 1991; Perfect, 1997) has renewed interest in these types of data. Determination of the seedbed tilth also implies the characterization of the spatial distribution of the soil fragments and shapes within the seedbed. Morphological approaches are required. Some of them are based on image analysis (Darbyshire et al., 1993; Aubertot et al., 1999), and others are based on a field characterization of soil structure (Manichon, 1987).

A complete characterization of seedbed tilth must rely on a multi-criterion description of soil structure, with the combination of morphological approaches and physical measurements.

3.2. Soil structure and transfer properties

Physical models can be used to predict the change in seedbed physical conditions, i.e. temperature, water potential and oxygen concentration, with small steps of time and space. These models are based on the physical laws of water, gas and heat flux in porous

Table 1
Flux and conservation equations (in one dimension for a homogeneous media)

	Flux equation	Conservation equation
Liquid water	Buckingham–Darcy's equation $q_w = -K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right)^a$	$\frac{\partial \theta}{\partial t} = C_h \frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial q_w}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right]$
Gas	Fick's equation $q_g = -D \frac{\partial C}{\partial z}$	$\varepsilon_a \frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{\partial q_g}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D \frac{\partial C}{\partial z} \right]$
Heat	Fourier's equation $q_T = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}$	$C_T \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial q_T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right]$

^a q_w : water liquid flux, K : hydraulic conductivity, h : water matric potential, z : depth, θ : volumetric water content, t : time, C_h : capillary capacity.

^b q_g : gas flux, D : gas diffusion coefficient, C : gas concentration, ε_a : air-filled porosity.

^c q_T : heat flux, λ : thermal conductivity, T : temperature, C_T : volumetric heat capacity.

media (Table 1). Combining the physical laws of mass and heat transfer with the general equations of mass and heat conservation within a small homogeneous soil volume (Table 1), we obtain several partial differential equations describing the temporal change in water potential, O_2 concentration or temperature. These equations can be solved within a soil layer using numerical techniques (finite elements or finite differences methods) when the initial conditions within the soil layer, the boundary conditions at the top and the bottom of the soil layer, and the soil parameters are known.

Several physical models are proposed in the literature to predict the physical behavior of bare soils. Models of coupled water and heat transfers (Van Bavel and Hillel, 1976; Lascano and Van Bavel, 1983; Wittono and Bruckler, 1989; Nassar and Horton, 1992; Mullins et al., 1996) are based on the theory of Philip and de Vries (1957). They take into account the water transfer in liquid and vapor phases. Some of them consider the energy balance at the soil surface as boundary conditions (Chanzy and Bruckler, 1992). They may have a mulch at the soil surface, either uniform (Bristow and Campbell, 1986; Bussi ere and Cellier, 1994) or heterogeneous (Chung and Horton, 1987; Hares and Novak, 1992), and with or without ridges at the soil surface (Benjamin et al., 1990). Oxygen transfer models consider the soil O_2 consumption due to organic matter decomposition (Frede et al., 1988; Richard and Gu erif, 1988a,b). These physical models can take into account the change in soil structure due to tillage through the parameters, which determine:

- liquid water, gas (vapor water and oxygen) and heat fluxes: hydraulic conductivity, gas diffusion coefficient, and thermal conductivity, respectively,
- water, gas and heat storage: capillary capacity (which depends on water content/water potential relationship), air-filled porosity, and heat capacity, respectively,
- energy balance at the soil surface: albedo, aerodynamic roughness and emissivity, and the physical mulch properties.

We will focus on the effect of soil structure on the soil physical parameters determining water, gas and heat flux and storage and on the different approaches which are used to predict the change in these parameters with soil structure.

3.2.1. Soil physical parameters determining water, gas and heat fluxes and storage

Soil parameters describing mass, heat flux, and storage, depend greatly on the soil water content. Soil thermal properties change gradually with soil water content. This is not true for hydraulic properties and gas diffusion coefficient. Analysis of the effect of soil structure on transfer parameters can distinguish between the soil water content near saturation, when most of the pores are filled with water (i.e. high water potentials) and soil water contents when a significant fraction of the pores is filled with air.

Near saturation, soil retains more water when the tilled layer is more porous or when soil fragments are large, with large macro-pores between them. Saturated soil water content is theoretically equal to total soil

porosity. However, entrapped or dissolved air may lead to a soil water content lower than the total soil porosity when the water potential reaches zero under natural rainfalls (Hillel, 1980). Poiseuille's law indicates that the rate of water flow in cylindrical pores is proportional to the square of the pore diameter. Therefore, saturated hydraulic conductivity (K_s) of a tilled layer increases as soil bulk density decreases, or when the soil fragments are large. Horton et al. (1994) showed that the ratio between K_s of a plowed soil and that of the same soil not tilled and compacted could reach 200. The apparent gas diffusion coefficient when soils are near saturation is very low because the gas diffusion coefficient is about 10,000 times smaller in water than in gas. When only a small fraction of the pore space is filled with air (air-filled porosity $<0.2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), the apparent gas diffusion coefficient is higher in a dense soil than in a loose soil (Currie, 1984; Collin and Rasmuson, 1988).

The pore space between soil fragments is gradually desaturated when the soil water potential decreases, and water lies mainly in the soil fragments. When water is not located in the pore space between soil fragments, a change, such as an increase in bulk density, leads directly to an increase in volumetric water content (Reicosky et al., 1981; Hadas, 1997). It can also increase the soil water ratio (Gupta et al., 1989; Tamari, 1994; Sillon, 1999). Hydraulic conductivity depends on the continuity of the small pores within soil fragments under these moisture conditions. Several studies show that the hydraulic conductivity at low water potentials is higher for a dense-tilled layer than for a loose-tilled layer (Reicosky et al., 1981; Tamari, 1994; Hadas, 1997; Sillon, 1999), and for an aggregated-tilled layer composed of small aggregates than one made up of large aggregates (Hadas, 1997). In both cases, it can be presumed that the area of contact between soil fragments, i.e. the water-filled pore continuity, is greater in a compacted tilled layer or in a soil layer composed of small aggregates. The soil structure effect on hydraulic properties appear contradictory when the water is mainly in the pores within soil fragments (low water potentials) compared to water that is mainly in the pores between soil fragments (high water potentials). The apparent gas diffusion coefficient is strongly correlated with the air-filled porosity (Stepniewski et al., 1994). For a given water content, the gas diffusion coefficient decreases

by a factor of 10^{-2} – 10^{-3} when the soil bulk density increases (Glinski and Stepniewski, 1985; Ball et al., 1988; Bruckler et al., 1989). Air-filled pore geometry is also a determining factor, as shown by Collin and Rasmuson (1988), who compared gas diffusion in unaggregated and aggregated soils.

Soil thermal properties depend on the thermal properties of the solid (mineral and organic), water and air phases, and the relative proportion of each phase. Air has a much lower heat capacity and thermal conductivity than do the solid and water phases. Heat capacity and thermal conductivity increase 2- to 20-fold, respectively, when the bulk density increases (De Vries, 1963; Arshad and Azooz, 1996; Richard and Cellier, 1998).

3.2.2. Prediction of the change in soil physical parameters as a function of soil structure

The change in soil physical properties as a function of the water content can be described with several functions (Table 2). Functions may correspond to mathematical fitting to experimental data (Van Genuchten, 1980 or Currie, 1960) or they may be deduced from the fundamental laws of water, gas and heat flows (Carman, 1956). Several coefficients are integrated in these functions. For example, the coefficients α and n of the van Genuchten's equation (Van Genuchten, 1980), γ and μ of Currie's equation (Currie, 1960) (Table 2). Most of them are fitting terms and do not have any particular physical significance.

Indirect methods (Leij and van Genuchten, 1999) can be used to predict the change in the coefficients of these functions with soil structure. They establish mathematical relationships between these coefficients, generally for soil hydraulic properties, and several characteristics of soil structure (bulk density, soil fragments size, pore size, etc.). The relationships, typically determined using regression analysis, are known as pedo-transfer functions. The basic input data are the soil bulk density, soil organic carbon and soil particle size distribution. Lin et al. (1999) proposed incorporating a soil morphological system to account for the soil structure based on criteria such as pedality, macro-porosity and root density. Pedo-transfer functions may be used to predict the change in hydraulic properties as a function of soil structure caused by tillage, because they consider the soil bulk density. However, they were mainly established using

Table 2
Classical equations describing soil physical properties

Soil properties	Reference	Equation	Parameters
Water content (θ)/water potential curve (h)	Van Genuchten (1980)	$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}, S_e = [1 + (\alpha h)^n]^{-m}$ with $m = 1 - 1/n$	$\theta_s, \theta_r, \alpha$ and n, θ_s, θ_r : water content at saturation, θ_r : residual water content
	Brooks and Corey (1964)	$S_e = \left(\frac{h_c}{h}\right)^\lambda$ if $h < h_c$	θ_s, θ_r, h_c and λ
Hydraulic conductivity (K)	Van Genuchten (1980)	$\frac{K}{K_s} = S_e^{1/2} [1 - (1 - S_e^{1/m})^2]$	$K_s, \theta_s, \theta_r, \alpha$ and n, K_s : hydraulic conductivity at saturation
	Brooks and Corey (1964)	$\frac{K}{K_s} = S_e^{3+2/\lambda}$	$K_s, \theta_s, \theta_r, h_c, \lambda$
Saturated hydraulic conductivity (K_s)	Kosevich-Carman (Carman, 1956)	$K_s = C\phi_e^m$	C, m and ϕ_e : effective porosity
Gas diffusion coefficient (D)	Currie (1960)	$D/D_0 = \gamma_{air}^{\mu}$	$\varepsilon_a, \gamma, \mu$ and D_0 : gas coefficient in air, ε_a : air-filled porosity, $\varepsilon_a = n - \theta$ with n : total soil porosity
	Troeh et al. (1982)	$D/D_0 = \left(\frac{\varepsilon_a - u}{1 - u}\right)$	D_0, ε_a, u and v
Heat capacity (C_T)	De Vries (1963)	$C_T = x_s C_s + x_w C_w + x_a C_a$	$x_s, x_w = \theta$ and $x_a = n$: volumetric fraction of solid, water and air, respectively, C_s, C_w and C_a :
Thermal conductivity (λ)	De Vries (1963)	$\lambda_0 x_0 + \sum_{i=1}^n k_i x_i \lambda_i$	heat capacity of solid, water and air, respectively
		$\lambda = \frac{x_0 + \sum_{i=1}^n k_i x_i}{x_0 + \sum_{i=1}^n k_i x_i}$	x_i and λ_i : volumetric fraction and thermal conductivity of component i , respectively, k_i : ratio of the average thermal gradient across component i to that across the continuous component designed by the subscript 0

data from untilled soil layers, and are typically used to predict soil hydraulic properties as a function of soil type from soil databases. They do not seem to be suitable for predicting the hydraulic properties in seedbeds at different bulk densities caused by tillage.

Mualem and Assouline (1989) proposed empirical relationships between the coefficients of the Brooks and Corey (1964) functions (θ_s , θ_r , h_c , λ and K_s , Table 2) describing the hydraulic properties of a given soil at a bulk density (ρ), and the coefficients obtained for the same soil at a reference bulk density (ρ_{ref}). They used these relationships to study the effect of the change in bulk density due to rainfall on the hydraulic properties within a soil seal. This approach may be applied to the change in bulk density due to tillage.

Equations derived from fundamental water flow are often used to study changes in the saturated hydraulic conductivity (K_s), which is primarily governed by larger pores and therefore closely linked to soil structure (Carman, 1956) (Table 2). Ahuja et al. (1984) suggested incorporating a specific water content of -33 kPa to account for the larger pores in the effective porosity. Fiès (in Guérif, 1990) used the partition of the total pore space between the textural and the structural pore space (Monnier et al., 1973) to describe the change in saturated hydraulic conductivity with soil structure. Morphological criteria of macro-pores such as fractal dimension of the pore volume and pore–solid interface (Gimenez et al., 1997), geometry and tortuosity (Lebron et al., 1999) were estimated using image analysis of thin soil sections to calculate the coefficients of the Kozeny–Carman's equation (Table 2). However, no one has applied these approaches to evaluate the change in saturated hydraulic conductivity of tilled soil layers.

The second group of methods calculates soil hydraulic properties directly. The pore-size distribution or the geometry of the complete pore network (morphology and topology of the pores) is first generated. The water retention curve or the hydraulic conductivity/water content curve is then derived by summing the water retention of each pore given by Jurin–Laplace's law, and the water flow given by Poiseuille's law. The pore network connectivity can be considered using computer simulations (Perrier et al., 1999; Vogel and Roth, 1999). One problem that arises when evaluating the pore size distribution from mercury intrusion measurements is that these mea-

surements are performed in a dry soil, while the pore-size distribution changes with the soil water content. Promising new methods that give a geometrical representation of the pore network are being developed. The pore network of a single soil core can be studied at different water contents using tomography, allowing study of the hydraulic behavior taking into account the deformation of the pore space linked to the change in soil water content. If the pore space is determined from the particle and aggregate size distribution, it is possible to distinguish between textural-related and structural-related pores, as did Nimmo (1997). Because structural pores are affected by tillage while textural ones are not, this model could be useful for comparing the hydraulic properties of seedbeds in different tillage conditions. Recent models have also described the spatial distribution of aggregates and clods with a two-dimensional (Roger-Estrade et al., 2000b) or a three-dimensional (Aubertot et al., 1999) representation. These models, coupled with hydraulic retention and flow equations, could be very useful for displaying the spatial variations in the hydraulic properties in seedbeds that are generally encountered in the field.

3.3. Soil structure and mechanical properties

Tillage operations and climate create various soil structures that determine the behavior of seeds and seedlings, such as bulk density gradient and discontinuities, and aggregate shape, roughness and spatial arrangement. Seeders compact soils which may improve seed–soil contact, and at the same time increase soil impedance to seed germination and seedling emergence. Mechanical impedance may also be increased during the emergence by soil sealing as a result of rainfall and drought. Soil surface crusting is a special case of soil impedance. If the crust is thin, seedling can break the crust, because there is no resistance in the atmosphere above it. The crack pattern at the soil surface depends on the soil texture and water content (Stengel, 1990; Velde, 1999), but can also be the result of soil surface structure created by the seeder (Aubertot, 1998). Seedbed discontinuities are frequent, due to a crumbled horizon overlaying a more continuous compacted sub-layer. Root penetration of the sub-layer is variable depending on soil density and subsequent mechanical resistance.

Root behavior also depends on the void size created by the aggregates in the layer above (Dexter, 1986): the larger the voids, the more roots are deflected and come into contact with the compacted sub-layer. Seedlings are less well anchored when the roots are trying to penetrate the sub-layer. The aggregate size in the overlying layer is important because seedlings may be blocked underneath clods even when the soil layer has a low impedance (Dürr and Aubertot, 2000).

4. Soil tillage effects on seedbed structure, seeds and crop residue location

The main processes involved in the change in seedbed tilth by tillage are the fragmentation of the soil and the distribution of the preceding crop residues left at the soil surface after harvesting.

4.1. Soil fragmentation

Field experiments dealing with fragmentation have undoubtedly increased our knowledge about tillage effects on this process (e.g. Braunack and Mc Phee, 1991), but the generalization of the results to different tillage methods, climate and soil conditions, is feasible only when multiple, expensive and time consuming trials are performed (Cannell et al., 1978). Consequently, modeling the action of an implement and its effects on soil structure should be an elegant solution. There are two basic ways of modeling, mechanistic and stochastic.

Soil dynamics, including classical soil mechanics and critical state theory (Hettiaratchi, 1988), provide a theoretical approach to soil-tool interactions. This type of theoretical modeling approach deals mostly with draft force prediction and has been mainly applied to the design of new implements (Koölen and Kuipers, 1983; Hettiaratchi, 1988; Perdok and Kouwenhoven, 1994; Godwin and Spoor, 1977). However, Hadas et al. (1988) emphasized that “no model attempted to predict the tilth or the structural conditions of the soil once the implement has passed through soil elements”. This assessment is still valid. A purely theoretically based model is probably unconvivable, due to the complexity of the stress and strain distributions in heterogeneous and discontinuous soil material. A semi-empirical model was developed by

Roger-Estrade et al. (2000a,b), which describes structure changes due to agricultural practices in different cropping systems. These authors proposed an indicator of soil structure dynamics: the percentage of severely compacted clods in the tilled layer. The change with time in this percentage was sensitive to the different cropping systems investigated, which is essential for studying soil management. However, the model does not deal with the size distribution of the compacted clods nor their location in the profile. This approach should be explored further.

Several methods reduce soil aggregate size distribution to a small number of parameters, to compare tillage effects under several soil conditions (soil type, soil water content and structure). Some are simply descriptive, like the mean weight diameter (Van Bavel, 1949), which increases with the coarseness of the soil sample. Relationships can also be calculated between the mass or number of fragments and their size (Turcotte, 1986; Perfect et al., 1992; Aubertot et al., 1999). The number-size distribution can be written as:

$$N = N_0 \left(\frac{l}{l_0} \right)^{-D}$$

where N represents the cumulative number of aggregates whose intermediate axis is greater than l , l_0 the unit length, N_0 the number of aggregates greater than the unit length, and D a dimensionless coefficient called the fractal dimension of the distribution.

A power-law number-size relationship indicates that the fragmentation process does not vary over a wide range (Turcotte, 1986). The D values, calculated from power-law fitting, can be used to compare soil fragmentation under the action of tillage and climate. The coefficient D increases with the degree of soil fragmentation (Perfect and Blevins, 1997). This fractal dimension (D) could be used to compare tool energy input required for fragmentation under different soil characteristics (texture, water content, initial compaction) using the same tool, or given by several tools in the same soil initial situations.

Aggregate shape can be described by measuring three main axes, the longest (L), intermediate (l) in a plane perpendicular to the longest axis L , and shortest (h , in a plane perpendicular to both the L and l axes. Aspect ratios (L/l , l/L , h/L) of aggregates can be calculated: (Dexter, 1985; Perfect, 1997; Aubertot et al., 1999) and used to compare the effects of soil

texture, organic matter content and structural state before tillage. Ratios are independent of aggregate size (Perfect et al., 1997; Aubertot et al., 1999), but are correlated with permanent soil features, such as the soil organic and clay contents (Dexter, 1985). They are independent of both the soil structural state before tillage and the tillage implement used (Perfect, 1997; Aubertot et al., 1999). Such constant aspect ratios imply that aggregates are broken up in a repetitive way with an invariant scale process. Dexter (1985) calculated theoretical values of aspect ratios assuming that aggregates were always broken in the middle of their longest axis. These theoretical values for L/L , l/L , and h/L (1, 0.79, 0.63) were very close to the measured values, suggesting that this constant reiterative process occurs during soil fragmentation by tillage. The number of ruptures shown by the distribution of longest axis values would then depend on the energy input.

Aggregate size distributions and aggregate shape variations are consistent with fractal processes during fragmentation. Fractal analysis has been used increasingly in recent years for soil fragmentation studies. Attempts have been made recently to combine fractal analysis with a probabilistic approach, including the presence of a random pattern of cracks in blocks and the weakest-link (Weibull) theory (Perfect, 1997; Perfect et al., 1998). The main challenge is still to predict fragmentation.

Aggregate surface roughness varies greatly. Small aggregates of less than 20 mm and aggregates produced by fragmentation of a compacted layer, are smoother than others (Aubertot et al., 1999). This suggests that the roughness of the ruptured faces depends on brittle fractures already existing in the aggregates. Swelling and shrinking under the action of climate or root growth may have caused these cracks. However, this point needs further study.

Seedbed structure effects depend on aggregate size distribution and spatial (vertical and lateral) organization. The main effect of tillage tools, especially tines, is to sort out and leave the bigger aggregates at the soil surface (Sperlingsson, 1988; Aubertot et al., 1999). The sowing machine also orients the clods along the seed row. Tillage operations just prior to and including sowing are designed to control the spatial organization of clods and their influence on seed placement. Seed placement is controlled by aggregate size, and seed placement is deeper and more variable in coarse

seedbeds than in fine ones. All these morphological and spatial data on the spatial organization of aggregates are difficult to collect and few results are available. Aggregate spatial organization is important when assessing seedbeds by looking at the soil surface, and when making decisions about further tillage operations. Sensors, being developed for research on monitoring and regulating the actions of implements for precision farming, will be important tools and must also be included.

4.2. Fragmentation and location of crop residues

Tillage has a pronounced effect on the location of crop residues. Crop residues are left on the soil surface in no-tillage systems, and partially or totally incorporated into the soil in tilled systems. Leaving crop residues on the soil surface is promoted as a management practice for reducing soil erosion by wind and water. Consequently, the amount and spatial distribution of crop residues left on the surface have often been measured (Colvin et al., 1981). Moran and Mc Bratney (1992) presented a method based on image analysis for measuring the spatial distribution of residue cover. Residues were photographed, the image was digitized, and a random process model of the cover based on straw length, orientation and spatial distribution was developed. Gregory (1982) developed an equation for predicting the fraction of soil covered as a function of residue mass and type. The equation fits published experimental data for corn, soybean, wheat and oat residues, and permits analysis of residue management systems. Tillage effects on residue coverage have also been investigated. Gregory et al. (1982, 1985) attempted to quantify the effect of tillage on the crop residue remnant after harvest by deriving a tillage equation. The tillage equation estimates the new fraction of cover after tillage and includes the initial fraction of surface cover, tillage tool dimensions, and soil and tillage parameters. M'Hedbi and Gregory (1989) evaluated the effect of tillage speed and depth, and soil clay content on the parameters of the tillage equation developed by Gregory et al. (1982). These studies provided a general model to predict residue coverage following chisel plowing. The model considers the effects of tillage depth and speed, tine width and spacing, and soil type and moisture on residue coverage. For example, with

adequate soil moisture, low speed, shallow tillage, using a narrow tool with wide spacing could be used to obtain a high residue cover. Most tillage residue studies have dealt primarily with flat residue cover and have not adequately considered the standing residue component. Wagner and Nelson (1995) studied changes in mass between standing, flat and buried corn and wheat residue pools caused by selected tillage operations (tandem-disk harrows, chisel ploughs and wide-sweep ploughs). Their data showed that 7% of standing corn residue was flattened with a wide-sweep plow, 89–100% with tandem-disk harrows, 29% with a straight-shank chisel plow, and 76% with a twisted-point chisel plow. Wheat residue data indicated that 53–55% to the standing residue was flattened with the wide-sweep plows, 86% for a wide-sweep plow outfitted with a rolling harrow treader attachment, and 86–95% for the tandem-disk harrows. They used flattening, burying and surfacing coefficients to describe mass transfer from one residue pool to another.

Little is known of the spatial distribution of crop residues within tilled layer (Allmaras et al., 1988a,b). Crop residues incorporated by tillage reduces soil bulk density by maintaining voids between aggregates and clods. The pore volume generated during residue burial generally exceed the volume of incorporated crop residue. Staricka et al. (1991) showed that tillage produced residue clusters in packing voids. The primary tillage tool has a major influence on crop residue incorporation. A moldboard plough incorporates at least 75% of crop residues below 15 cm, when the maximum depth of tool penetration is 27–30 cm. In contrast, a chisel plow, or a disk, rarely incorporates crop residues below 10 cm and rarely penetrates below 15 cm (Staricka et al., 1991). All the tillage tools tested generally produced a highly clustered residue arrangement, and many voids were found to be devoid of crop residue, depending on the amount of crop residue incorporated (Allmaras et al., 1996).

Chopping crop residues at or after harvest and prior to soil tillage affects the particle size and distribution of residues at the soil surface. The size of residue fragments depends on the chopping management. Crop residue fragmentation is affected by residue mechanical properties, which depend on factors such as moisture and decomposition rate. Plisson et al. (1997) analyzed the changes in the mechanical proper-

ties of straw after decomposition, and found that the resistance of wheat stems to bending and shear decreased as they decomposed. Plisson et al. (2000) studied the effect of decomposition on biochemical changes that occur in straw. They concluded that the decrease in the mechanical strength of wheat straw was the result of changes in cell wall organization due to the decay of cell wall polysaccharides by soil microorganisms. These changes cause, at microscopic level, the selective disappearance of non-lignified tissues and the thinning down of parenchyma lignified cell walls. Crop residue management leads to different rates of decomposition (Darwis et al., 1994). Crop residue fragmentation will vary with tillage operations, depending on the degree of decay.

Published studies indicate that tillage affects the crop residue placement and spatial distribution. Most studies on the factors (amount, size and mechanical properties of crop residue fragments, and types of tillage tools) responsible for crop residue localization have been only descriptive. It is, therefore, necessary to evaluate the effects of tillage on crop residue fragmentation more thoroughly. A more analytical and mechanistic approach should be developed to allow our knowledge about the effects of tillage on the distribution and fragmentation of crop residue to be extended to various soil and climatic conditions.

5. Concluding remarks and future needs

Decision-aid models simulating crop emergence and crop residue decomposition of crop residues as a function of soil type, climate and tillage operations are needed to evaluate tillage strategies and soil management practices. These models should also be used for research to help interpret and limit complex experiments comparing several tillage techniques in various soil and climatic conditions. Most processes describing crop emergence and crop residue decomposition as a function of soil physical conditions are well established. However, the physico-chemical characteristics of crop residues and their distribution in the tilled layer should be taken into account in predictions of their decomposition rate. More information on the ecophysiology of seedlings is still necessary, particularly with respect to the relationships between shoot and root growth as a function of

soil conditions. Some models predicting emergence or organic matter turnover take into account some soil structural features, such as aggregate organization and dynamics, and change in soil impedance. But they are not built into integrated models encompassing tillage operations, crop emergence and residue decomposition. They also do not include the effects of mechanical processes on seedbed structure and its consequences for the soil physical properties.

Several methodological and conceptual innovations concerning the functioning of the pore space and the dynamics of soil structure are being developed. The three-dimensional approach to soil structure based on image analysis or tomography should be invaluable for describing and modeling water and gas transfer between soil and seeds and residues. These techniques require large amounts of time and equipment, which at the moment limit their use in field tillage studies. However, they may help define valuable intermediate variables based on macroscopic features of soil structure that would be (1) pertinent for predicting mass and heat transfer and (2) reliable for morphological characterizations of soil structure in field conditions. They help give a better explanation of the pedo-transfer functions and distinguish between permanent and temporary soil characteristics due to tillage. The fractal approach has provided a better description of clod and aggregate size distribution and shape within tilled layers. Therefore, this conceptual approach may become a profitable way of modeling soil fragmentation during tillage. New sensors for assessing soil surface roughness are being developed in the context of precision agriculture. They should be used intensively in the future to increase our knowledge of the soil fragmentation process. However, predicting the sorting and distribution of clods, aggregates, and crop residues, is still a major challenge. The surface of the seedbed, located at the soil–atmosphere interface, is directly subjected to the effect of rainfall and drought that cause sealing and crusting. These processes are well known, but have not been widely incorporated into integrated models.

Decision-aid models should include crop emergence, crop residue decomposition and tillage effects in order to evaluate tillage strategies for all types of soil management practices. Precision agriculture is being used more and more for heavily mechanized agriculture in large fields. These decision-aid models

will be indispensable for evaluating tillage techniques, and piloting tools and seeders so as to handle the spatial variations of soil properties within fields.

Acknowledgements

The authors thank Dr. O. Parkes for checking the English text.

References

- Ahuja, L.R., Naney, J.W., Green, R.E., Nielsen, D.R., 1984. Macroporosity to characterize spatial variability of hydraulic conductivity and effects of land management. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48, 699–702.
- Al-Ani, A., Bruzau, F., Raymond, P., Saint-Ges, V., Leblanc, J.M., Pradet, A., 1985. Germination, respiration and adenylate energy charge of seeds at various oxygen partial pressures. *Plant Physiol.* 79, 885–890.
- Allmaras, R.R., Burford, P.M., Pikul Jr., J.L., Wilkins, D.E., 1988a. Tillage tool influences on incorporated wheat residues. In: *Proceedings of the 11th International ISTRO Conference, Edinburgh, Scotland, July 11–15, 1988*, pp. 445–450.
- Allmaras, R.R., Pikul Jr., J.L., Kraft, J.M., Wilkins, D.E., 1988b. A method for measuring incorporated crop residues and associated soil properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52, 1128–1133.
- Allmaras, R.R., Copeland, S.M., Copeland, P.J., Oussible, M., 1996. Spatial relations between oat residue and ceramic spheres when incorporated sequentially by tillage. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60, 1209–1216.
- Anderson, A.N., McBratney, A.B., Crawford, J.W., 1998. Applications of fractals to soil studies. In: *Advances in Agronomy*, Vol. 63. Academic Press, New York, pp. 1–76.
- Angers, D., Chenu, C., 1998. Dynamics of soil aggregation and C sequestration. In: *Soil Processes and the Carbon Cycle*. CRC Press, Boca Raton, FL, pp. 199–223.
- Angers, D., Recous, S., 1997. Decomposition of wheat straw and rye in soil as affected by particle size. *Plant Soil* 189, 197–203.
- Angers, D., Recous, S., Aita, C., 1997. Fate of carbon and nitrogen in water-stable aggregates during decomposition of wheat straw in situ. *Bur. J. Soil Sci.* 48, 295–300.
- Angus, J.F., Cunningham, R.B., Moncur, M.W., Mackenzie, D.H., 1981. Phasic development in field crops. Thermal response in seedling phase. *Field Crop Res.* 3, 365–378.
- Arndt, W., 1965a. The nature of the mechanical impedance to seedlings by soil surface seals. *Aust. J. Soil Res.* 3, 45–54.
- Arndt, W., 1965b. The impedance of soil seals and the forces of emerging seedlings. *Aust. J. Soil Res.* 3, 55–68.
- Arshad, M.A., Azooz, R.H., 1996. Tillage effects on soil thermal properties in a semiarid region. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60, 561–567.

- Arya, L.M., Paris, J.F., 1981. A physico-empirical model to predict the soil moisture characteristics from particle size distribution and bulk density data. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 1023–1030.
- Aubertot, J.N., 1998. Contribution à la mise au point d'un modèle de prévision des levées: modélisation de l'état structural du lit de semences et de ses effets sur la levée. Application à la betterave sucrière. Ph.D. Thesis. INA-Paris Grignon, Paris, 74 pp.
- Aubertot, J.N., Dürr, C., Kieu, K., Richard, G., 1999. Characterization of sugar beet (*Beta vulgaris* L.) seedbed structure. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 1377–1384.
- Ball, B.C., O'Sullivan, M.F., Hunter, R., 1988. Gas diffusion, fluid flow and derived pore continuity indices in relation to vehicle traffic and tillage. *J. Soil Sci.* 39, 327–331.
- Bartoli, F., Ohilippy, R., Doirisse, M., Niquet, S., Dubuit, M., 1991. Structure and self-similarity in silty and sandy soils: the fractal approach. *J. Soil Sci.* 42, 167–185.
- Batjes, N.H., 1998. Mitigation of atmospheric concentrations by increased carbon sequestration in the soil. In: Proceedings of the World Congress of Soil Science, Montpellier, France, August 20–26, 1998.
- Bending, G.D., Turner, M.K., 1999. Interaction of biochemical quality and particle size of crop residues and its effect on the microbial biomass and nitrogen dynamics following incorporation into soil. *Biol. Fert. Soils* 29, 319–327.
- Benjamin, J.G., Ghaffarzadeh, M.R., Cruse, R.M., 1990. Coupled water and heat transport in ridged soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54, 963–969.
- Bouaziz, A., Bruckler, L., 1989a. Modeling wheat seedling growth and emergence. I. Seedling growth affected by soil water potential. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53, 1832–1838.
- Bouaziz, A., Bruckler, L., 1989b. Modeling wheat seedling growth and emergence. II. Comparison with field experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53, 1838–1846.
- Bouaziz, A., Souty, N., Hicks, D., 1990. Emergence force exerted by wheat seedlings. *Soil Till. Res.* 17, 211–219.
- Braunack, M.V., Mc Phee, J.E., 1991. The effect of initial soil water content and tillage implement on seedbed formation. *Soil Till. Res.* 20, 5–17.
- Brisson, N., Mary, B., Ripoche, D., Jeuffroy, M.-H., Ruget, F., Nicoullaud, B., Gate, P., Devienne-Barret, F., Antonioletti, R., Dürr, C., Richard, G., Beaudoin, N., Recous, S., Tayot, X., Plenet, D., Cellier, P., Machet, J.M., Meynard, J.M., Delécolle, R., 1998. STICS: a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balance. I. Theory and parameterization applied to wheat and corn. *Agronomie* 18, 311–346.
- Bristow, K.L., Campbell, G.S., 1986. Simulation of heat and moisture transfer through a surface-residue soil system. *Agric. For. Meteorol.* 36, 193–214.
- Brooks, R.H., Corey, A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper 3. Colorado State University, Fort Collins.
- Bruand, A., Prost, R., 1987. Effect of water content on the fabric of a soil material: an experimental approach. *J. Soil Sci.* 38, 461–472.
- Bruckler, L., 1983a. Rôle des propriétés physiques du lit de semences sur l'imbibition et la germination. I. Elaboration d'un modèle du système terre-graine. *Agronomie* 3, 213–222.
- Bruckler, L., 1983b. Rôle des propriétés physiques du lit de semences sur l'imbibition et la germination. II. Contrôle expérimental d'un modèle d'imbibition et possibilités d'application. *Agronomie* 3, 223–232.
- Bruckler, L., Ball, B.C., Renault, P., 1989. Laboratory estimation of gas diffusion and effective porosity in soils. *Soil Sci.* 147, 1–10.
- Bussière, F., Cellier, P., 1994. Modifications of the soil temperature and water content regimes by a crop residue mulch: experiment and modeling. *Agric. For. Meteorol.* 68, 1–28.
- Cadish, G., Giller, K.E., 1997. *Driven by Nature: Plant Litter Quality and Decomposition*. CAB International, Wallingford, UK, 409 pp.
- Cannell, R.Q., Hawes, J.D., 1994. Trends in tillage practices in relation to sustainable crop production with special reference to temperate climates. *Soil Till. Res.* 30, 245–282.
- Cannell, R.Q., Davies, D.B., Mackney, D., Pidgeon, J.D., 1978. The suitability of soils for sequential direct drilling of combine-harvested crops in Britain: a provisional classification. *Outlook Agric.* 9, 303–316.
- Carman, P.C., 1956. *Flow of Gases Through Porous Media*. Academic Press, New York.
- Chanzy, A., Bruckler, L., 1992. Significance of soil moisture with respect to daily evaporation. *Water Resour. Res.* 29, 1113–1125.
- Chesson, A., 1997. Plant degradation by ruminants: parallels with litter decomposition in soils. In: Cadish, G., Giller, K.E. (Eds.), *Driven by Nature: Plant Litter Quality and Decomposition*. CAB International, Wallingford, UK, pp. 47–66.
- Christian, D.G., Miller, D.P., 1986. Straw incorporation by different tillage systems and the effect on growth and yield of winter oats. *Soil Till. Res.* 8, 239–252.
- Chung, S.O., Horton, R., 1987. Soil heat and water flow with a partial surface mulch. *Water Resour. Res.* 23, 2175–2186.
- Coleman, K., Jenkinson, D.S., 1996. A model for the turnover of carbon in soil. In: Powlson, D.S., Smith, P., Smith, J.U. (Eds.), *Evaluation of Soil Organic Matter Models Using Existing, Long-term Datasets*. NATO ASI Series I, Vol. 38. Springer, Berlin, pp. 237–246.
- Collin, M., Rasmuson, A., 1988. A comparison of gas diffusivity models for unsaturated media. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52, 1559–1565.
- Colvin, T.S., Lafen, J.M., Erbach, D.C., 1981. A review of residue reduction by individual tillage implements. In: Siemens, J.C. (Ed.), *Crop Production with Conservation in the 1980s*. Am. Soc. Agric. Eng., St. Joseph, MI, pp. 7–81.
- Cousin, I., Levitz, P., Bruand, A., 1996. Three-dimensional analysis of a loamy-clay soil using pore and chord size distribution. *Eur. J. Soil Sci.* 47, 439–452.
- Currie, J.A., 1960. Gaseous diffusion in porous media. Part 2. Dry granular materials. *Br. J. Appl. Phys.* 12, 318–324.
- Currie, J.A., 1984. Gas diffusion through soil crumbs: the effects of compaction and wetting. *J. Soil Sci.* 35, 1–10.
- Darbyshire, J.F., Chapman, S.J., Cheshire, M.V., Gauld, J.H., McHardy, W.J., Paterson, E., Vaughan, D., 1993. Methods for

- the study of interrelationships between micro-organisms and soil structure. In: Brusard, L., Kooistra, M.J. (Eds.), *Soil Structure/Soil Biota Relationships*. Elsevier, Amsterdam, pp. 3–23.
- Darwis, D., Machet, J.M., Mary, B., Recous, S., 1994. Effect of straw management on nitrogen soil dynamics and nitrate leaching. In: *Proceedings of the 13th International ISTRO Conference*, Vol. 1, Aalborg, Denmark, July 24–29, 1994, pp. 201–206.
- De Vries, D.A., 1963. Thermal properties of soils. In: Van Wijk, W.R. (Ed.), *Physics of Plant Environment*. North-Holland, Amsterdam, pp. 210–235.
- Dexter, A.R., 1985. Shapes of aggregates from tilled layers of some Dutch and Australian soils. *Geoderma* 35, 91–107.
- Dexter, A.R., 1986. Model experiments on the behavior of roots at the interface between a tilled seed-bed and a compacted sub-soil. *Plant Soil* 95, 149–161.
- Dexter, A.R., 1988. Advances in characterization of soil structure. *Soil Till. Res.* 11, 199–238.
- Douglas Jr, C.L., Rickman, R.W., 1992. Estimating crop residue decomposition from air temperature, initial nitrogen content, and residue placement. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 272–278.
- Dürr, C., Aubertot, J.N., 2000. Emergence of seedlings of sugar beet (*Beta vulgaris* L.) as affected by the size, roughness and position of aggregates in the seedbed. *Plant Soil* 219, 211–220.
- Dürr, C., Mary, B., 1998. Effects of nutrient supply on pre-emergence growth and nutrient absorption of wheat (*Triticum aestivum*) and sugar beet (*Beta vulgaris* L.). *Ann. Bot.* 81, 665–672.
- Dürr, C., Aubertot, J.N., Richard, G., Dubrulle, P., Duval, Y., Boiffin, J., 2001. SIMPLE: a model for simulation of plant emergence predicting the effects of soil tillage and sowing operations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, in press.
- Eghball, B., Mielke, L.N., Calvo, G.A., Wilhelm, W.W., 1993. Fractal description of soil fragmentation for various tillage methods and crop sequences. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57, 1337–1341.
- FAO, 1998. *Proceedings of the International Workshop on Conservation Tillage for Sustainable Agriculture*, Harare, Zimbabwe, June 22–27.
- Fiès, J.C., Stengel, P., 1981. Textural density of natural soils. I. Method of measurements. *Agronomie* 1, 651–658.
- Frede, H.G., Chen, B., Juraschek, K., Stoeck, C., 1988. Simulation of gas diffusion. In: Drescher, J., Horn, R., de Boode, M. (Eds.), *Impact of Water and External Forces on Soil Structure*. Catena-Verlag, pp. 21–28.
- Frey, S.D., Elliott, E.T., Paustian, K., Peterson, G.A., 2000. Fungal translocation as a mechanism for soil nitrogen inputs to surface residue decomposition in a no-tillage agro ecosystems. *Soil Biol. Biochem.* 32, 689–698.
- Fruit, L., Recous, S., Richard, G., 1999. Organic matter decomposition: effect of soil porosity and plant residue particle size. In: Berthelin, J., Huang, P.M., Bollag, J.M., Andreux, F. (Eds.), *Effect of Mineral–Organic–Microorganism Interactions on Soil and Freshwater Environments*. Plenum Press, New York, pp. 189–196.
- Fyfield, T.P., Gregory, J., 1989. Effects of temperature and water potential on germination, radicle elongation and emergence of Mungbean. *J. Exp. Bot.* 40, 667–674.
- Gerard, C.J., 1980. Emergence force by cotton seedlings. *Agron. J.* 72, 473–476.
- Gimenez, D., Allmaras, R.R., Huggins, D.R., Nater, E.A., 1997. Prediction of the saturated hydraulic conductivity–porosity dependence using fractals. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61, 1285–1292.
- Glasbey, C.A., Horgan, G.W., Darbyshire, G.F., 1991. Image analysis and three-dimensional modelling of pores in soil aggregates. *J. Soil Sci.* 42, 479–486.
- Gliniski, J., Stepniewski, W., 1985. *Soil Aeration and its Role for Plants*. CRC Press, Boca Raton, FL, 229 pp.
- Godwin, D.C., Jones, C.A., 1991. Nitrogen dynamics in soil–plant systems. In: *Modeling Plant and Soil Systems*. American Society of Agronomy, Madison, WI, pp. 287–321.
- Godwin, R.J., Spoor, G., 1977. Soil failure with narrow tines. *J. Agric. Eng. Res.* 22, 213–228.
- Golchin, A., Baldock, J.A., Oades, J.M., 1998. A model linking organic matter decomposition, chemistry and aggregate dynamics. In: *Soil Processes and the Carbon Cycle*. CRC Press, Boca Raton, FL, pp. 245–266.
- Goyal, M.R., Leland, O.D., Carpenter, T.G., 1982. Analytical prediction of seedling emergence force. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.* 25, 38–41.
- Grant, R.F., Izaurralde, R.C., Nyborg, M., Mahli, S.S., Solberg, E.D., Jans-Hammermeister, D., 1997. Modeling tillage and surface residue effects on soil C storage under ambient vs. elevated CO₂ and temperature in *Ecosys*. In: *Soil Processes and the Carbon Cycle*. CRC Press, Boca Raton, FL, pp. 527–547.
- Gregory, J.M., 1982. Soil cover prediction with various amounts and types of crop residue. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.* 25, 1333–1337.
- Gregory, J.M., McCarty, T.R., Ghidry, F., Pfof, D.L., 1982. A tillage equation for residue management. Paper No. 82-2012. *Am. Soc. Agric. Eng.*, St. Joseph, MI.
- Gregory, J.M., McCarty, T.R., Ghidry, F., Alberts, E.E., 1985. Derivation and evaluation of a residue decay equation. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.* 28, 98–101.
- Guérief, J., 1979. Mechanical properties of straw. The effect on the soil. *Symposium on Straw Decay and Disposal*, Hatfield (GBR), April 10–11, 1979.
- Guérief, J., 1990. Conséquences de l'état structural sur les propriétés et les comportements physiques et mécaniques. In: Boiffin, J., Marin-Lafleche, A. (Eds.), *La Structure du Sol et Son Évolution: Conséquences Agronomiques, Maîtrise par L'agriculteur*, Vol. 53. *Les Colloques de l'INRA*, Versailles, pp. 71–90.
- Guggenberger, G., Frey, S.D., Six, J., Paustian, K., Elliott, E.T., 1999. Bacterial and fungal cell-wall residues in conventional and no tillage agro ecosystems. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 1188–1198.
- Gummerson, R.J., 1986. The effect of constant temperatures and osmotic potentials on the germination of sugar beet. *J. Exp. Bot.* 37, 729–741.
- Gupta, S., Sharma, P.P., De Franchi, S.A., 1989. Compaction effects on soil structure. In: *Advances in Agronomy*, Vol. 42. Academic Press, New York, pp. 311–338.

- Hadas, A., 1997. Soil tith — the desired soil structural state obtained through proper soil fragmentation and reorientation processes. *Soil Till. Res.* 43, 7–40.
- Hadas, A., Larson, W.E., Allmaras, R.R., 1988. Advances in modeling machine–soil–plant interactions. *Soil Till. Res.* 11, 349–372.
- Håkansson, I., von Polgár, J., 1984. Experiments on the effects of seedbed characteristics on seedling emergence in dry weather situation. *Soil Till. Res.* 4, 115–135.
- Hansen, S., Jensen, H.E., Nielsen, N.E., Svendsen, H., 1991. Simulation of nitrogen dynamics and biomass production in winter wheat using the Danish simulation model DAISY. *Fert. Res.* 27, 245–259.
- Hares, M.A., Novak, M.D., 1992. Simulation of energy balance and soil temperature under strip tillage. I. Model description. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 22–29.
- Haverkamp, R., Parlange, J.Y., 1986. Predicting the water retention curve from particle-size distribution. I. Sandy soils without organic matter. *Soil Sci.* 142, 325–338.
- Heijs, A., De Lange, J., Schoute, J.R.T., Bouma, J., 1995. Computed tomography as a tool for non destructive analysis of flow patterns in macro porous clay soils. *Geoderma* 64, 1873–1896.
- Hettiaratchi, D.R.P., 1988. Theoretical soil mechanics and plant implement design. *Soil Till. Res.* 11, 325–348.
- Hillel, D., 1980. *Applications of Soil Physics*. Academic Press, New York.
- Holland, G.A., Coleman, D.C., 1987. Litter placement effects on microbial and organic matter dynamics in an agro ecosystem. *Ecology* 62, 425–433.
- Horton, R., Ankeny, M.D., Allmaras, R.R., 1994. Effects of compaction on soil hydraulic properties. In: Soane, B.D., van Ouwerkerk, C. (Eds.), *Soil Compaction in Crop Production*. Elsevier, Amsterdam, pp. 141–166.
- Hsu, F.H., Nelson, C.J., 1986. Planting date effects on seedling development of perennial warm-season forage grasses. I. Field emergence. *Agron. J.* 78, 33–38.
- Hurley, M.B., Rowarth, J.S., 1999. Resistance to root growth and changes in the concentrations of ABA within the root and xylem sap during root-restriction stress. *J. Exp. Bot.* 50, 799–804.
- Kaspar, T.C., Erbach, D.C., Cruse, R.M., 1990. Corn response to seed-row residue removal. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54, 1112–1117.
- Koolen, A.J., Kuipers, H., 1983. *Agricultural Soil Mechanics*. Springer, Berlin, 241 pp.
- Lal, R., 1997. Residue management, conservation tillage and soil restoration for mitigating greenhouse effect by CO₂-enrichment. *Soil Till. Res.* 43, 81–107.
- Lascano, R.J., Van Bavel, C.H.M., 1983. Experimental verification of a model to predict soil moisture and temperature profiles. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47, 441–448.
- Lebron, I., Schaap, M.G., Suarez, D.L., 1999. Saturated hydraulic conductivity prediction from microscopic pore geometry measurements and neural network analysis. *Water Resour. Res.* 35, 3149–3158.
- Leij, F.J., van Genuchten, M.Th., 1999. Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media. In: van Genuchten, M.Th., Leij, F.J., Wu, L. (Eds.), *Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media*. University of California, Riverside, pp. 1–12.
- Lin, H.S., McInnes, K.J., Wilding, L.P., Hallmark, C.T., 1999. Effects of soil morphology on hydraulic properties. I. Quantification of soil morphology. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 948–954.
- M'Hedbi, K., Gregory, J.M., 1989. Tillage effects on residue coverage. ASAE Paper 89-1539. Am. Soc. Agric. Eng., St. Joseph, MI, 20 pp.
- Manichon, H., 1987. Observation morphologique de l'état structural et mise en évidence d'effets de compactage des horizons travaillés. In: Monnier, G., Goss, M.J. (Eds.), *Soil Compaction and Regeneration*. Balkema, Rotterdam/Boston, pp. 39–52.
- Mary, B., Recous, S., Darwis, D., Robin, D., 1996. Interactions between decomposition of plant residues and nitrogen cycling in soil. *Plant Soil* 181, 71–82.
- Mason, S.C., Lasschuit, J., Lasa, J.M., 1994. Interrelationship of sorghum coleoptile morphology with emergence potential in crusted soils. *Eur. J. Agron.* 3, 17–21.
- Mason, S.C., Lasa, J.M., Lasschuit, J., D'Croz-Mason, N.E., Garcia, A., 1996. Combining ability effects for sorghum emergence potential in crusted soils, coleoptile diameter and length, and kernel weight. *Maydica* 4, 295–299.
- Molina, J.A.E., Clapp, G.E., Shaffer, M.J., Chischester, F.W., Larson, W.E., 1983. NCSOIL — a model of nitrogen and carbon transformations in soil: description, calibration and behavior. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47, 85–91.
- Monnier, G., Fiès, J.C., Stengel, P., 1973. Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse de la porosité du sol. *Ann. Agron.* 24, 533–545.
- Moran, C.J., Mc Bratney, A.B., 1992. Image measurement and modeling of the two-dimensional spatial distribution of wheat straw. *Geoderma* 53, 201–216.
- Mualem, Y., Assouline, S., 1989. Modeling soil seal as a non-uniform layer. *Water Resour. Res.* 25, 2101–2108.
- Mullins, C.E., Townend, J., Mtakwa, P.W., Payne, C.A., Cowan, G., Simmonds, L.P., Daamen, C.C., Dunbabin, T., Naylor, R.E.L., 1996. *Emerge user guide: a model to predict crop emergence in the semi-arid tropics*. Department of Plant and Soil Science, University of Aberdeen, 96 pp.
- Nassar, I.N., Horton, R., 1992. Simultaneous transfer of heat, water and solute in porous media. I. Theoretical development. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 1350–1356.
- Nimmo, J.R., 1997. Modeling structural influences on soil water retention. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61, 712–719.
- Parton, W.J., Schimel, D.S., Cole, C.V., Ojima, D.S., 1987. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in great plains grasslands. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51, 1173–1179.
- Perdok, U.D., Kouwenhoven, J.K., 1994. Soil-tool interactions and field performance of implements. *Soil Till. Res.* 30, 283–326.
- Perfect, E., 1997. Fractal models for the fragmentation of rocks and soils: a review. *Eng. Geol.* 48, 185–198.
- Perfect, E., Blevins, R.L., 1997. Fractal characterization of soil aggregation and fragmentation as influenced by tillage treatment. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61, 896–900.

- Perfect, E., Rasiah, V., Kay, B.D., 1992. Fractal dimensions of soil aggregate-size distributions calculated by number and mass. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 1407–1409.
- Perfect, E., Zhai, Q., Blevins, R.L., 1997. Soil and tillage effects on the characteristic size and shape of aggregates. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61, 1459–1465.
- Perfect, E., Zhai, Q., Blevins, R.L., 1998. Estimation of Weibull fracture parameters for heterogeneous materials. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62, 1212–1219.
- Perrier, E., Mullon, C., Rieu, M., Marsily, G., 1995. A computer construction of fractal soil structures. Simulation of their hydraulic and shrinkage properties. *Water Resour. Res.* 31, 2927–2943.
- Perrier, E., Rieu, M., Sposito, G., de Marsily, G., 1999. Pore-scale soil structure models and associated hydraulic properties. In: van Genuchten, M.Th., Leij, F.J., Wu, L. (Eds.), *Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media*. University of California, Riverside, pp. 93–100.
- Petrovic, A.M., Siebert, J.E., Rieke, P.E., 1982. Soil bulk density in three dimensions by computed tomography scanning. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46, 445–450.
- Philip, J.R., de Vries, D.A., 1957. Moisture movements in porous materials under temperature gradients. *Trans. Am. Geophys. Union* 38, 222–232.
- Plisson, M., Guérif, J., Recous, S., Richard, G., 1997. Changes in mechanical properties of straw with decomposition. In: *Proceedings of the International Conference on Plant Biomechanics*, Reading, UK, September 8–12, 1997, pp. 267–273.
- Plisson, M., Chabbert, B., Recous, S., 2000. Evolution of mechanical strength and biochemical composition of wheat straw during decomposition. *Plant Bio mechanics Congress*, Freiburg (D), August 27–September 2, 2000.
- Probert, M.E., Dimes, J.P., Keating, B.A., Dalal, R.C., Strong, W.M., 1998. APSIM's water and nitrogen modules and simulation of the dynamics of water and nitrogen in fallow systems. *Agric. Syst.* 56, 1–28.
- Quemada, M., Cabrera, M.L., McCracken, D.V., 1997. Nitrogen release from surface-applied cover crop residues: evaluating the CERES-N sub-model. *Agron. J.* 89, 723–729.
- Reicosky, D.C., Voorhees, W.B., Radke, J.K., 1981. Unsaturated flow through a simulated wheel track. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 3–8.
- Richard, G., Cellier, P., 1998. Effect of soil tillage on bare soil energy balance and thermal regime: an experimental study. *Agronomie* 18, 163–181.
- Richard, G., Guérif, J., 1988a. Modélisation des transferts gazeux dans le lit de semence: application au diagnostic des conditions d'hypoxie des semences de betterave sucrière (*Beta vulgaris* L.) pendant la germination. I. Présentation du modèle. *Agronomie* 8, 539–547.
- Richard, G., Guérif, J., 1988b. Modélisation des transferts gazeux dans le lit de semence: application au diagnostic des conditions d'hypoxie des semences de betterave sucrière (*Beta vulgaris* L.) pendant la germination. II. Résultats des simulations. *Agronomie* 8, 639–646.
- Rieu, M., Sposito, G., 1991. Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties. I. Theory. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55, 1231–1238.
- Roger-Estrade, J., Richard, G., Manichon, H., 2000a. A compartmental model to simulate temporal changes in soil structure under two cropping systems with annual mouldboard ploughing in a silt loam. *Soil Till. Res.* 54, 41–54.
- Roger-Estrade, J., Richard, G., Boizard, H., Boiffin, J., Cancell, J., Manichon, H., 2000b. Modeling changes in the tilled layer structure over time as a function of cropping systems. *Eur. J. Soil Sci.* 51, 455–474.
- Ross, H.A., Hegarty, T.W., 1979. Sensitivity of seed germination and radicle growth to moisture stress in some vegetable crop species. *Ann. Bot.* 43, 241–243.
- Schoenberg, H.H., Steiner, J.L., 1997. Comparison of residue decomposition models used in erosion prediction. *Agron. J.* 89 (6), 911–919.
- Shaffer, M.J., Larson, W.E., 1987. NTRM — a soil-crop simulation model for nitrogen, tillage, and crop-residue management. USDA-ARS. *Conserv. Res. Rep.* 34-1. National Technical Information Service, Springfield, VA, 103 pp.
- Sillon, J.F., 1999. Etude expérimentale et modélisation des effets de la structure de la couche labourée sur le régime hydrique du sol nu en phase de dessèchement. Application à la prévision des jours disponibles. Ph.D. Thesis. INA P-G, Paris, 186 pp.
- Six, J., Elliott, E.T., Paustian, K., 1999. Aggregate and soil organic matter dynamics under conventional and no-tillage systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 1350–1358.
- Smith, P., Powlson, D.S., Glendining, M.J., Smith, J.U., 1997. Potential for carbon sequestration in European soils: preliminary estimates for five scenarios using results from long-term experiments. *Global Change Biol.* 3, 67–80.
- Souty, N., Rode, C., 1993. Emergence of sugar beet seedlings from under different obstacles. *Eur. J. Agron.* 2, 213–221.
- Souty, N., Rode, C., 1994. La levée des plantules au champ: un problème de mécanique. *Sécheresse* 5, 13–22.
- Spain, A.V., Hodgen, M.J., 1994. Changes in the composition of sugarcane harvest residues during the decomposition as a surface mulch. *Biol. Fert. Soils* 17, 225–231.
- Spanne, P., Thovert, J.F., Jacquin, C.J., Lindquist, W.B., Jones, K.W., Adler, P.M., 1994. Synchrotron computed microtomography of porous media: topology and transport. *Phys. Rev. Lett.* 73, 2001–2004.
- Sperlingsson, C., 1988. The influence of the seed bed soil physical environment on seedling growth and establishment. In: *Proceedings of the 44th IIRB Congress* Ed IIRB, Brussels, Belgium, pp. 59–77.
- Staricka, J.A., Allmaras, R.R., Nelson, W.W., 1991. Spatial variation of crop residue incorporated by tillage. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55, 1668–1674.
- Stengel, P., 1990. Caractérisation de l'état structural du sol. Objectifs et méthodes. In: Boiffin, J., Marin-Lafèche, A. (Eds.), *La Structure des Sols et Son Évolution: Conséquences Agronomiques, Maîtrise par L'agriculteur*, Vol. 53. Les Colloques de l'INRA, Versailles, pp. 15–36.
- Stepniewski, W., Glinski, J., Ball, B.C., 1994. Effects of compaction on aeration properties. In: Soane, B.D., van Ouwerkerk, C. (Eds.), *Soil Compaction in Crop Production*. Elsevier, Amsterdam, pp. 167–190.

- Swan, J.B., Kaspar, T.C., Erbach, D.C., 1996. Seed row management for corn establishment in the northern US Corn Belt. *Soil Till. Res.* 40, 55–72.
- Swift, M.J., Heal, O.W., Anderson, J.M., 1979. *Decomposition in Terrestrial Ecosystems*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 118–163.
- Tamari, S., 1994. Relations between pore-space and hydraulic properties in compacted beds of silty-loam aggregates. *Soil Technol.* 7, 57–73.
- Tardieu, F., Katerji, N., Davies, W.J., 1991. Maize stomatal conductance in the field: its relation with soil and plant water potentials, mechanical constraints and ABA concentration in the xylem sap. *Plant Cell Environ.* 14, 121–126.
- Thorburn, P.J., Robertson, F.A., Lisson, S., Biggs, J.S., 2001. Modeling breakdown of sugarcane residues and the impact on soil nitrogen, carbon and water. In: Rees, R.M., Ball, B.C., Campbell, C.D., Watson, C.A. (Eds.), *Sustainable Management of Soil Organic Matter*. CAB International, Wallingford, UK, pp. 74–82.
- Tisdall, J.M., 1996. Crop establishment — a serious limitation to high productivity. *Soil Till. Res.* 40, 1–2.
- Tisdall, J.M., Oades, J.M., 1982. Organic matter and water stable aggregates in soils. *Soil Sci.* 33, 141–163.
- Townend, J., Mtakwa, P.W., Mullins, C.E., Simmonds, L.P., 1996. Soil physical factors limiting establishment of sorghum and cowpea in two contrasted soil types in the semi-arid tropics. *Soil Till. Res.* 40, 74–89.
- Troeh, F.R., Jabro, J.D., Kirkham, D., 1982. Gaseous diffusion equations for porous materials. *Geoderma* 37, 239–253.
- Turcotte, D.L., 1986. Fractals and fragmentation. *J. Geophys. Res.* 91, 1921–1926.
- Van Bavel, C.H.M., 1949. Mean weight diameter of soil aggregates as a statistical index of aggregation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 14, 20–23.
- Van Bavel, C.H.M., Hillel, D.I., 1976. Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat. *Agric. Meteorol.* 17, 453–476.
- Van Genuchten, M.T., 1980. A close form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892–898.
- Velde, B., 1999. Structure of surface cracks in soil and muds. *Geoderma* 93, 101–124.
- Vogel, H.J., Kretzschmar, A., 1996. Topological characterization of pore space in soil. Sample preparation and digital image processing. *Geoderma* 73, 29–38.
- Vogel, H.J., Roth, K., 1999. Simulation of hydraulic properties of soil using pore-network models based on morphological data. In: van Genuchten, M.T., Leij, F.J., Wu, L. (Eds.), *Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media*. University of California, Riverside, pp. 101–108.
- Wagner, L.E., Nelson, R.G., 1995. Mass reduction of standing and flat crop residues by selected tillage implements. *Trans. ASAE* 38, 419–427.
- Whalley, W.R., Finch-Savage, W.E., Cope, R.E., Rowse, H.R., Bird, N.R.A., 1999. The response of carrot (*Daucus carota* L.) and onion (*Allium cepa* L.) seedlings to mechanical impedance and water stress at sub-optimal temperatures. *Plant Cell Environ.* 22, 229–242.
- Wittono, H., Bruckler, L., 1989. Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water transport modeling. I. Field validation of a water flow model. *Water Resour. Res.* 25, 2423–2435.
- Young, I.M., Crawford, J.W., 1991. The fractal structure of soil aggregates: its measurement and interpretation. *J. Soil Sci.* 42, 187–192.

SELECTION DE PUBLICATIONS

2ème partie

Fonctionnement thermique et hydrique des sols cultivés

Richard G., Bruckler L., Bertuzzi P., 1989. Analyse critique d'une méthode numérique d'estimation de la conductivité thermique d'un sol *in situ*. *Soil Technology*, 2, 221-241.

Richard G., Cellier P., Chanzy A., 1994. Régime thermique des lits de semences. In *L'implantation de la betterave sucrière. Un point sur les recherches actuelles*, J. Boiffin et E. Chopin de Janvry (Editeurs), Les colloques de l'INRA, n° 67, INRA, Paris, pp. 87-104.

Cellier P., Richard G., Robin P., 1996. Partition of sensible heat fluxes between bare soil and the atmosphere. *Agricultural and Forest Meteorology*, 82, 245-265.

Robin P., Cellier P., Richard G., 1997. Theoretical and field comparisons of two types of heat fluxmeter. *Soil Technology*, 10, 185-206.

Chanzy A., Chadoeuf J., Gaudu J.C., Morath D., Richard G., Bruckler L., 1998. Soil moisture monitoring at field scale using automatic capacitance probes. *European Journal of Soil Science*, 49, 637-648.

Richard G., Cellier P., 1998. Effect of soil tillage on bare soil energy balance and thermal regime : an experimental study. *Agronomie*, 18, 163-181.

Richard G., Sillon J.F., Marloie O., 2001. Comparison of Inverse and Direct Evaporation Methods for Estimating Soil Hydraulic Properties under Different Tillage Practices. *Soil Science Society of America Journal*, 65, 215-224.

Richard G., Cousin I., Sillon J.F., Bruand A., Guéris J., 2001. Effect of compaction on soil porosity : consequences on hydraulic properties. *European Journal of Soil Science*, 52, 49-58.

**ANALYSE CRITIQUE D'UNE
METHODE D'ESTIMATION DE LA
CONDUCTIVITE THERMIQUE D'UN SOL IN SITU**

**CRITICAL ANALYSIS OF A NUMERICAL METHOD
FOR DETERMINING THE
THERMAL CONDUCTIVITY OF A SOIL IN SITU**

**G. Richard, Laon
L. Bruckler & P. Bertuzzi, Montfavet**

Summary

A numerical method for determining the thermal conductivity of a soil in situ is proposed. It requires the measure of the temperature at three levels in the soil. From the knowledge of the boundary conditions (temperatures at the top and the bottom of the soil layer) and an estimation of the initial thermal profile, the temperature at the intermediate level can be calculated by integration of the monodimensional heat conduction equation with a numerical method (finite elements method). The boundary conditions are interpolated by the FOURIER series. The heat capacity is calculated according to the model of DE VRIES. The thermal conductivity is estimated by minimizing the residual sum of squares between calculated and measured temperatures at the intermediate level. The soil layer can be considered

either homogeneous or stratified in two sub-layers. Using simulated temperature data, the optimal conditions of use of the method are defined and the sensitivity of the method to errors made on the measure of the temperature and on the position of the temperature probes is studied.

In the case of an homogeneous soil layer, the method yields a good estimation of the thermal conductivity (error $\leq 1\%$) with a 4 hours period of estimation, whatever the position of the intermediate probe. The more precise estimation is obtained with an intermediate probe placed at the middle of the layer and with a high thermal amplitude. The method is not sensitive to errors made on temperature measures (biased or truncated measures) if the estimation is made on a period of 24 hours. It is highly sensitive to errors made on the position of the temperature probes.

In the case of a stratified layer, the method allows to estimate the thermal conductivity of each sub-layer whatever the position of the intermediate probe

ISSN 0933-3630

©1989 by CATENA VERLAG,
D-3302 Cremlingen-Destedt, W. Germany
0933-3630/89/5011851/US\$ 2.00 + 0.25

if the period of estimation is at least 12 hours. The method is very sensitive to errors made on temperature measures (whatever the duration of the estimation period), on the position of the temperature probes and on the position of the limit between the two sub-layers. Therefore, its use for a stratified soil layer seems delicate.

Résumé

Une méthode numérique d'estimation de la conductivité thermique d'un sol in situ est proposée. A partir de la mesure de la température aux niveaux supérieur et inférieur d'une couche de sol, l'évolution de la température entre ces deux niveaux est calculée en intégrant l'équation monodimensionnelle de transfert de chaleur à l'aide d'une méthode numérique (éléments finis), les conditions aux limites étant calculées à l'aide d'une interpolation par des séries de FOURIER. La conductivité thermique de la couche de sol est estimée en minimisant les écarts quadratiques entre températures calculées et mesurées au niveau intermédiaire. La couche de sol peut être supposée homogène ou stratifiée en différents horizons. On se propose de définir les conditions d'utilisation optimales de la méthode et d'étudier sa sensibilité aux erreurs de mesure de la température et aux erreurs sur la position des capteurs.

Dans le cas d'une couche de sol homogène, la méthode donne une estimation correcte de la conductivité thermique (erreur inférieure à 1%) quelle que soit la position du capteur de température intermédiaire pour des durées de période d'estimation courtes (4 heures). La conductivité thermique estimée est d'autant plus précise

que l'amplitude de l'onde thermique au niveau intermédiaire est forte et que le capteur intermédiaire est proche du milieu de la couche. La méthode est insensible aux erreurs sur la mesure de la température (biais ou troncature) si la durée de la période d'estimation est de 24 heures. Par contre, la méthode est très sensible aux erreurs sur la position des capteurs.

Dans le cas d'une couche de sol stratifiée en deux horizons, la méthode donne des estimations correctes des conductivités thermiques de chaque horizon quelle que soit la position du capteur intermédiaire pour des périodes d'estimation d'au moins 12 heures. Malheureusement, la méthode s'avère très sensible aux erreurs sur la mesure de la température, sur la position des capteurs de température et sur celle de l'interface entre horizons, ce qui rend son utilisation délicate dans le cas d'une couche de sol stratifiée.

1 Introduction

La température du sol influence l'ensemble des processus qui se déroulent dans le système "sol-plante". Aussi, pour l'étude de processus biologiques comme la germination des semences, la croissance des plantes ou l'activité de la population microbienne du sol, la température du sol est une variable primordiale à connaître.

A partir des lois physiques qui régissent les transferts de chaleur en milieu poreux, il est possible de prévoir la température du sol si les propriétés thermiques du sol (capacité calorifique et conductivité thermique) et si les conditions aux limites du système (température ou flux de chaleur en surface et en profondeur) sont connues. La

méthode	milieu	hypothèses	mesures de température	durée de la période d'identification	profil thermique initial
harmonique	semi-infini	<ul style="list-style-type: none"> • milieu homogène et isotrope • conductivité thermique constante • régime thermique périodique établi 	deux profondeurs	égale à la période de l'onde thermique	non nécessaire
LAPLACE	semi-infini	<ul style="list-style-type: none"> • milieu homogène et isotrope • conductivité thermique constante 	deux profondeurs	quelconque	nécessaire
numérique	couche de sol définie par les conditions aux limites imposées	<ul style="list-style-type: none"> • milieu homogène et isotrope • conductivité thermique constante 	trois profondeurs	quelconque	nécessaire

Tab.1: *Caractéristiques des principales méthodes d'estimation in situ de la conductivité thermique basées sur la mesure de la température à différents niveaux dans le sol (d'après BALABANIS 1987).*

Tab.1: *Characteristics of the main methods for determining the thermal conductivity in situ based on the measure of the temperature at different levels in the soil (according to BALABANIS 1987).*

prévision de la température dans le sol nécessite donc de disposer de moyens d'estimation des propriétés thermiques du sol en fonction de ses caractéristiques physiques.

D'après BALABANIS (1987), la capacité calorifique peut être estimée facilement grâce au modèle de DE VRIES (1963) en fonction de la fraction volumique des différentes phases présentes (solide, liquide et gazeuse). En ce qui concerne l'estimation de la conductivité thermique, les modèles prévisionnels empiriques (SMITH 1942) ou semi-empiriques (DE VRIES 1963) déjà établis ne sont pas opérationnels sur toute la gamme de teneur en eau et donnent des résultats contradictoires entre eux (ASRAR & KANEMASU 1983, BALABANIS 1987). Compte-tenu du caractère imparfait de ces modèles, il est nécessaire de disposer d'une méthode de mesure de la conductivité thermique.

Différentes méthodes permettant d'estimer la conductivité thermique sont proposées dans la littérature, soit en laboratoire, soit in situ. Dans ce second groupe, on peut en distinguer deux types:

- les méthodes à choc thermique pour lesquelles LAURENT (1986) a dressé une revue bibliographique. Le principe général est de soumettre le sol à une excitation thermique artificielle et d'analyser le signal reçu par un capteur de température. L'application des lois de transfert de chaleur au système "élément chauffant-sol" permet d'estimer directement, sous certaines hypothèses, la conductivité thermique.
- les méthodes basées sur la mesure de la température à différents niveaux dans le sol soumis aux sollicitations atmosphériques naturelles

dont HORTON et al. (1983) et BALABANIS (1987) ont dressé l'inventaire. Sur le tab.1 sont présentées les caractéristiques des trois principales méthodes de ce type (harmonique, de LAPLACE ou numérique) dont le principe général est similaire: calage d'une température calculée analytiquement ou numériquement à partir des lois de transfert de chaleur sur une température mesurée à une profondeur donnée.

Les méthodes à choc thermique présentent l'avantage d'avoir une durée de période d'estimation plus courte (quelques minutes) que celle des méthodes harmonique, de LAPLACE ou numérique (plusieurs heures, voire 24 heures). Cependant, les méthodes basées sur la mesure de la température à différents niveaux dans le sol présentent l'avantage de pouvoir juger de la qualité de l'estimation à partir de l'analyse des écarts entre températures mesurées et calculées. De plus, étant basées sur des mesures de températures acquises automatiquement, une fois les capteurs installés dans un profil, elles permettent de bénéficier facilement, grâce aux fluctuations climatiques, d'une large gamme de conditions d'expérience. La méthode numérique apparaît la mieux adaptée aux conditions du champ cultivé, même si elle nécessite la mesure de la température à trois niveaux dans le sol. Elle ne fait pas appel aux hypothèses d'un milieu semi-infini et d'un régime thermique établi. En outre, cette méthode peut être utilisée facilement pour estimer la conductivité thermique de différentes sous-couches dans des situations où le sol est stratifié, du fait par exemple de la présence d'un gradient hy-

drique.

Cependant, les résultats obtenus par la méthode numérique restent très variables pour des conditions physiques données (PASSERAT DE SILANS 1987, WITONO 1988) ou en fonction des conditions d'utilisation de la méthode (cas de la durée de la période d'estimation, WITONO 1988).

Un préalable à l'utilisation d'une telle méthode est donc de définir les conditions optimales d'estimation de la conductivité thermique in situ (durée de la période d'estimation, pas de temps de mesure de la température, position du capteur intermédiaire, mode d'estimation de la situation initiale), puis d'étudier sa sensibilité aux erreurs sur la mesure de la température ou sur la position des capteurs de température.

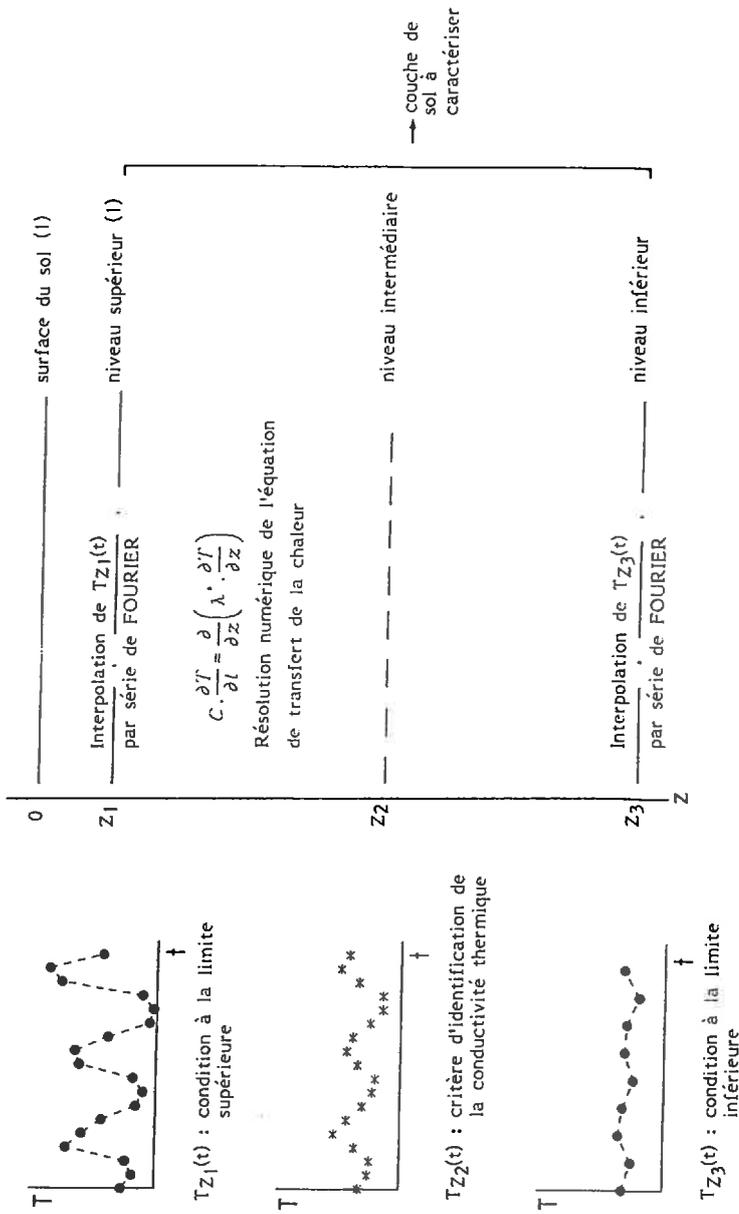
2 Présentation de la méthode utilisée

2.1 Principe général de la méthode

Le principe général est identique à celui de méthodes déjà proposées (WIERENGA et al. 1969, HORTON et al. 1983).

Soient Z_1 et Z_3 les niveaux supérieur et inférieur de la couche de sol pour laquelle la conductivité thermique apparente est à estimer, et Z_2 ($Z_1 < Z_2 < Z_3$) un niveau intermédiaire (fig.1). Les températures sont connues à ces trois niveaux selon un pas de temps de mesure donné. La capacité calorifique est estimée à partir du modèle de DE VRIES en fonction de la densité apparente et de la teneur en eau du sol. La couche de sol peut être considérée comme homogène ou stratifiée en plusieurs sous-couches.

La procédure de calcul combine une méthode numérique de résolution de



(1) La surface du sol et le niveau supérieur peuvent éventuellement être confondus

Fig. 1: *Présentation générale de la méthode d'estimation de la conductivité thermique.*

Fig. 1: *General presentation of the method for determining the thermal conductivity.*

l'équation différentielle du transfert de chaleur et une méthode d'identification de paramètres. La partie "numérique" permet le calcul de la température à la profondeur Z_2 compte-tenu des températures imposées aux profondeurs Z_1 et Z_3 ; la partie "identification" permet de calculer la conductivité thermique telle que les écarts entre températures mesurées et calculées soient minimisés. Pendant l'intervalle de temps choisi pour l'estimation, la conductivité thermique est supposée constante (absence d'évolution structurale ou hydrique au sein de la couche de sol).

2.2 Bases physiques de la modélisation des transferts de chaleur dans le sol

Les flux de chaleur liés aux transferts de masse en phase liquide ou gazeuse étant négligeables dans la plupart des cas (KIMBALL et al. 1976), les flux de chaleur dans le sol ont principalement deux origines:

- flux par conduction pure résultant d'un gradient thermique.
- flux liés au phénomène de vaporisation/condensation de l'eau résultant d'un gradient hydrique ou thermique.

Les flux de chaleur par conduction pure sont régis par la loi de FOURIER qui, sous sa forme monodimensionnelle, s'écrit:

$$q_{cp} = -\lambda_z \cdot \partial T / \partial z \quad (1)$$

avec

T : température ($^{\circ}\text{C}$)

z : profondeur (m)

q_{cp} : flux de chaleur par conduction pure ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)

λ_z : conductivité thermique ($\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$)

Combinant l'équation (1) avec l'équation de continuité en l'absence de terme source ou puits de chaleur, on obtient:

$$C_z \cdot \partial T / \partial t = -\partial q_{cp} / \partial z = \partial [\lambda_z \cdot \partial T / \partial z] \quad (2)$$

avec

t : temps (s)

C_z : capacité calorifique volumique du milieu ($\text{J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$)

Les flux de chaleur par conduction pure et ceux liés au phénomène de vaporisation/condensation résultant d'un gradient thermique ne peuvent être distingués (PASSERAT DE SILANS 1986). Seul un coefficient intégrant les deux types de transfert appelé conductivité thermique apparente et généralement noté λ^* peut être estimé. Comme pour toutes les méthodes déjà proposées dans la littérature, la conductivité thermique apparente sera considérée comme indépendante de la température. Enfin, même en présence d'un gradient hydrique dans le cas d'une couche de sol stratifiée, les flux de chaleur liés au gradient hydrique sont négligés.

En définitive, l'évolution de la température dans le sol est donc supposée régie par l'équation (2) avec, comme coefficient de transfert, une conductivité thermique apparente.

2.3 Méthode de résolution numérique et identification des paramètres

1. Méthode numérique de résolution: L'équation (2) est résolue en utilisant la méthode des éléments finis sur un domaine compris entre Z_1 et Z_3 composé d'éléments finis linéaires pour un pas de temps de calcul discret. On obtient une solution approchée dont la qualité varie en fonction des pas d'espace et de temps choisis par l'utilisateur, et qui seront donc à définir.

2. Conditions aux limites: elles sont constituées par les évolutions mesurées de la température au cours du temps pour Z_1 et Z_3 . Cependant, la température ne peut être mesurée que de manière discrète, avec un pas de temps de mesure, en général, supérieur au pas de temps de calcul utilisé pour résoudre de manière précise l'équation (2). Il est alors nécessaire d'interpoler la température entre les différentes mesures. Pour cela, on utilise la méthode des séries de FOURIER qui est bien adaptée à l'ajustement de l'évolution de la température dans le sol puisque cette température est une fonction périodique du temps de forme générale quasi-sinusoïdale avec une périodicité marquée de 24 heures.

Les températures mesurées sont ajustées à une somme de fonctions périodiques de la forme:

$$T_t = A_0 + \sum_{p=1}^{N/2-1} (A_p \cdot \cos(2\pi p \cdot t/N) + B_p \cdot \sin(2\pi p \cdot t/N)) + A_{N/2} \cdot \cos(\pi t) \quad (3)$$

avec

T_t : température mesurée au temps t ($t=1,2, \dots, N$)

N : nombre d'observations

$$A_0 = \sum_{t=1}^N T_t / N$$

$$A_{N/2} = \sum_{t=1}^N (-1)^t \cdot T_t / N$$

$$A_p = 2/N \cdot \sum_{t=1}^N T_t \cdot \cos(2\pi p \cdot t/N)$$

$$B_p = 2/N \cdot \sum_{t=1}^N T_t \cdot \sin(2\pi p \cdot t/N)$$

Les $N/2$ paramètres A_p et B_p ainsi définis sont tels que les écarts entre les températures calculées par la fonction T_t et les températures mesurées soient nuls.

La qualité de la température ainsi estimée entre deux instants de mesure par cette méthode dépend du pas de temps de mesure de la température

et de la durée de l'intervalle pendant lequel les coefficients A_p et B_p sont calculés.

3. Situation initiale: Seules les températures aux profondeurs Z_1 , Z_2 et Z_3 sont connues alors qu'une valeur de température pour chaque noeud utilisé dans le calcul doit être connue au début de la période d'estimation.

Les températures entre Z_1 et Z_2 , et celles entre Z_2 et Z_3 seront interpolées en considérant que la température varie linéairement avec la profondeur entre deux profondeurs successives.

4. Méthode d'identification: La conductivité thermique apparente est estimée par une méthode itérative décrite par BARD (1974) qui combine la méthode de GAUSS et celle du "steepest descent". Cette méthode consiste, une fois estimée une valeur initiale de la conductivité thermique, à minimiser la somme des carrés des écarts entre températures mesurées et calculées.

3 Validation et optimisation de la méthode numérique de résolution

En se plaçant dans le cas particulier où le sol est assimilable à un milieu semi-infini et homogène et la température de surface à une fonction périodique du temps de la forme:

$$T(z=0, t) = T_{moy} + A \cdot \cos(\Omega t) \quad (4)$$

avec

T_{moy} : température moyenne journalière à la surface du sol ($^{\circ}\text{C}$)

A : amplitude thermique journalière ($^{\circ}\text{C}$)

Ω : pulsation (s^{-1})

la solution de l'équation (2) s'écrit:

$$T(z, t) = T_{moy} + A \cdot \exp(-z/D) \cdot \cos(\Omega t - z/D) \quad (5)$$

avec
 $D = \sqrt{2 \cdot \lambda / C \cdot \Omega}$: profondeur
 d'amortissement (m)

L'équation (5) permet de valider la méthode numérique et d'étudier sa sensibilité aux approximations concernant la discrétisation de l'espace et du temps, les conditions aux limites et la situation initiale afin de définir ses conditions optimales d'utilisation.

3.1 Validation de la méthode numérique

A partir de l'équation (5) ont été générées les valeurs de températures entre $z=0$ et $z=10$ cm tous les 0.25 cm et toutes les 60 secondes pour les caractéristiques de la couche de sol et de l'onde thermique de surface suivantes:

conductivité thermique apparente:

$$1.00 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{°C}^{-1}$$

capacité calorifique volumique:

$$2.5 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{°C}^{-1}$$

température moyenne journalière pour

$$z = 0 : 15\text{°C}$$

amplitude thermique journalière pour

$$z = 0 : 20\text{°C}$$

$$\text{pulsation: } (2 \pi / 86400) \text{ s}^{-1}$$

Sur la fig.2 est présentée l'évolution de la température ainsi obtenue sur 24 heures aux profondeurs 0, 5 et 10 cm.

Les températures au sein de la couche de sol ont été recalculées à l'aide du programme numérique pour un pas de temps de calcul de 60 secondes et un pas d'espace de 0.25 cm en imposant comme conditions aux limites les valeurs générées toutes les 60 secondes pour $z=0$

et $z=10$ cm, et comme conditions initiales les valeurs générées pour $t=0$. Dans ces conditions, il n'y a aucune approximation, ni sur les conditions aux limites, ni sur la situation initiale.

Les écarts entre les températures ainsi calculées et celles générées à partir de l'équation (5) sont nuls ou au plus égaux à $\pm 0.01\text{°C}$, quelle que soit la profondeur. La méthode des éléments finis, pour un faible pas d'espace et de temps, donne donc une solution quasi-parfaite à l'équation (2).

3.2 Optimisation des conditions d'utilisation de la méthode numérique

Sur le tab.2 est présenté l'ensemble des simulations réalisées et les écarts obtenus entre les températures calculées par la méthode numérique et celles générées à partir de l'équation (5).

Pour un pas d'espace inférieur à 2 cm et pour un pas de temps de calcul inférieur à 300 secondes, ces écarts restent au plus égaux à 0.02°C (lignes A et B).

Pour un pas de temps de mesure de la température en $z=0$ et $z=10$ cm inférieur à 1800 secondes, les écarts sont au plus de 0.01°C si la durée de la période de mesure de la température, pendant laquelle sont calculés les coefficients des séries de FOURIER, est de 24 heures ou 48 heures (lignes C et D). Il en est de même pour un pas de temps de mesure de 3600 secondes, sauf entre 0 et 1 heure, et 23 et 24 heures, périodes pendant lesquelles les écarts atteignent 0.05°C . Pour des pas de temps de mesure de 7200 à 14400 secondes ou pour une période de 12 heures et un pas de temps de mesure de la température de 3600 secondes, la solution se dégrade progressive-

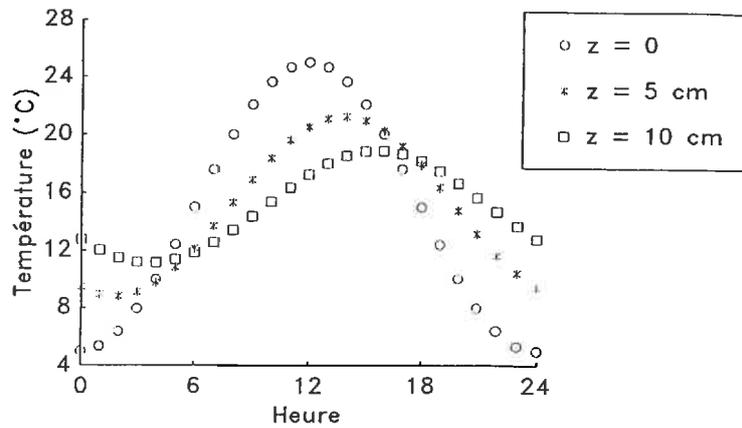


Fig. 2: Evolution de la température aux profondeurs 0, 5 et 10 cm générée à partir de l'équation (5) ($\lambda = 1.00 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{°C}^{-1}$).

Fig. 2: Temperature evolution at the depths 0, 5 and 10 cm calculated according to equation (5) ($\lambda = 1.00 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{°C}^{-1}$).

cas	pas de temps de calcul (s)	pas d'espace (cm)	pas de temps de mesure de la température (s)	durée de l'intervalle de mesure de la température (h)	situation initiale	commentaires sur le écarts absolus (correspondant aux termes soulignés)
A	60	<u>0.25 à 1</u> 2	60	24	équation (5) à 0 h	$\leq 0.01\text{°C}$
B	<u>60 à 3600</u>	1	60	24	équation (5) à 0 h	$\leq 0.02\text{°C}$ jusqu'à 300 s $\geq 0.05\text{°C}$ au delà de 1200 s
C	60	1	<u>900 à 14400</u>	24	équation (5) à 0 h	$\leq 0.01\text{°C}$ jusqu'à 3600 s sauf entre 0-1 h et 23-24 h $\leq 0.10\text{°C}$ au delà de 14400 s
D	60	1	3600	<u>12, 24 ou 48</u>	équation(5) à 0 h	$\leq 0.01\text{°C}$ pour 24 ou 48 h $\leq 0.30\text{°C}$ pour 12 h
E	60	1	60	24	calculée pour <u>$Z_2 = 1$ ou 5 cm</u> à 0 ou 5 h	$\leq 0.05\text{°C}$ entre 0-2 h $\leq 0.01\text{°C}$ au delà de 2 h

Tab.2: Caractéristiques des différentes simulations réalisées et des écarts obtenus entre températures calculées par la méthode numérique et celles générées à partir de l'équation (5).

Tab.2: Characteristics of the simulations and presentation of the differences between the temperatures calculated with the numerical method and those calculated according to equation (5).

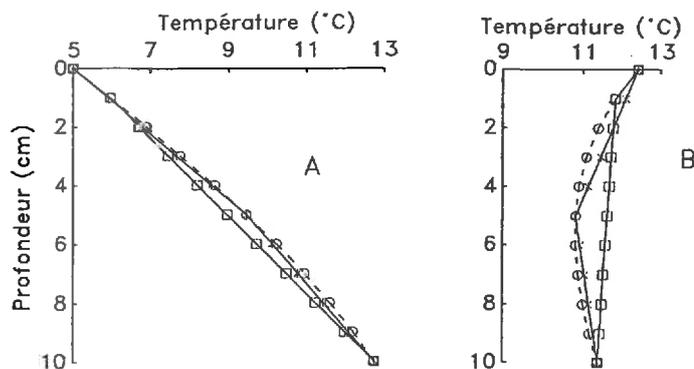


Fig.3: Comparaison des profils thermiques initiaux entre 0 et 10 cm calculés à partir de l'équation (5) (- o -) ou suivant l'hypothèse de linéarité de la température avec la profondeur (—) pour deux positions du capteur intermédiaire ($Z_2 = 1$ cm (-□-) ou $Z_2 = 5$ cm (-*-))

A: début de la période d'estimation à 0 heure
B: début de la période d'estimation à 5 heures

Fig.3: Comparison of the initial thermal profiles between 0 and 10 cm calculated according to equation (5) (- o -) or to the hypothesis of linearity of the temperature with the depth (—) for two positions of the intermediate probe ($Z_2 = 1$ cm (-□-) or $Z_2 = 5$ cm (-*-))

A: estimation period starting at 0 hour
B: estimation period starting at 5 hours

ment (lignes C et D), les écarts devenant supérieurs à 0.10°C .

L'effet de l'approximation sur la situation initiale a été testé pour différentes formes du profil thermique (fig.3) en choisissant deux instants de début d'estimation et pour différentes positions du capteur intermédiaire (milieu de la couche ou proche des limites). Il apparaît (ligne E) que l'approximation sur la situation initiale n'entraîne des écarts supérieurs à 0.01°C qu'au cours des deux premières heures de calcul pour lesquelles ils sont au plus égaux à 0.05°C .

3.3 Conclusion

Avec un pas d'espace inférieur à 1 cm, un pas de temps de calcul inférieur à 300 secondes, un pas de temps de

mesure de la température aux limites de la couche inférieure à l'heure, une durée de l'intervalle de mesure de 24 heures, les températures calculées à partir de la méthode numérique diffèrent de moins de 0.02°C (en valeur absolue) par rapport à une solution analytique, sauf pendant les deux premières et les deux dernières heures de calcul à cause de l'approximation sur les conditions aux limites et sur la situation initiale.

Cependant, l'onde thermique de surface dans les conditions naturelles n'est pas strictement sinusoïdale comme nous l'avons supposé ici. Le pas de temps maximum de mesure de la température pourrait donc être inférieur à l'heure. L'effet de l'approximation sur les conditions initiales, de la discrétisation de l'espace et du temps dépend aussi probablement des

durée (h)	t_0 (h)	Z_2 (cm)	$\hat{\lambda}$ ($W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$)
24	0	1	1.002 ± 0.009
		5	1.000 ± 0.003
		9	1.012 ± 0.014
12	0	1	1.003 ± 0.016
		5	1.000 ± 0.005
		9	1.000 ± 0.020
12	5	5	0.995 ± 0.010
6	0	5	0.999 ± 0.011
6	5	5	0.993 ± 0.015
4	0	5	1.000 ± 0.033
4	5	5	0.990 ± 0.024

Tab.3: Conductivité thermique estimée ($\hat{\lambda}$) en fonction de la durée de la période d'estimation, de l'instant de début d'estimation (t_0) et de la position du capteur intermédiaire (Z_2) ($\lambda = 1.00 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$).

Tab.3 Estimated thermal conductivity ($\hat{\lambda}$) according to the length of the period of estimation, the starting time of the estimation (t_0) and the position of the intermediate probe (Z_2).

caractéristiques de l'onde thermique de surface et des propriétés thermiques du sol. Les résultats obtenus pour l'exemple choisi ne sont donc pas généralisables, mais ils permettent de préciser le poids des différentes approximations sur le calcul de la température par la méthode numérique.

4 Estimation de la conductivité thermique dans le cas d'une couche de sol homogène

4.1 Effet de la position du capteur intermédiaire et de la durée de la période d'estimation

En imposant comme conditions aux limites les températures horaires générées à partir de l'équation (5) sur 24 heures pour $Z_1=0$ et $Z_3=10$ cm pour les mêmes caractéristiques de la couche de sol et de l'onde thermique de surface que celles du paragraphe 3.1, la conductivité thermique de la couche de sol a été réestimée pour différentes positions du capteur intermédiaire, sur un intervalle de temps variable entre 4 et 24 heures, et pour deux instants de début d'estimation ($t_0=0$

ou $t_0=5$ heures). Les résultats sont présentés dans le tab.3.

Quelles que soient la position du capteur intermédiaire, la durée de l'intervalle de mesure, l'heure de début d'estimation, la conductivité thermique estimée est proche de $1.00 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$ (entre 0.990 et $1.012 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$) avec un intervalle de confiance faible ($\pm 0.04 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$). On remarque cependant que l'instant de début d'estimation a une influence prépondérante sur l'estimation de la conductivité thermique: c'est à l'approximation sur la situation initiale que la méthode d'estimation est la plus sensible.

L'évolution de la somme des carrés des écarts entre températures mesurées et calculées au niveau intermédiaire pour différentes valeurs de la conductivité thermique à estimer est présentée sur la fig.4 pour différentes positions du capteur intermédiaire. Les gradients de somme des carrés des écarts les plus marqués sont obtenus pour un capteur intermédiaire placé au milieu de la couche (comparaison entre $Z_2=5$ cm et les autres positions) et pour une amplitude thermique au niveau du capteur

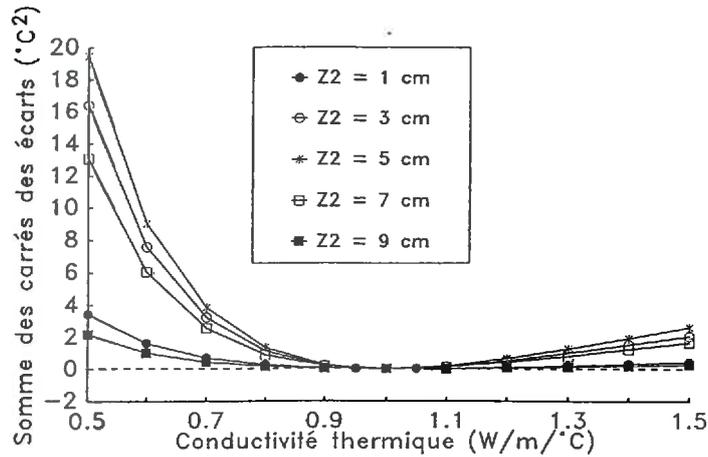


Fig. 4: Somme des carrés des écarts entre températures mesurées et calculées en fonction de la conductivité thermique à estimer suivant la position du capteur intermédiaire (Z_2).

Fig. 4: Residual sum of squares between measured and calculated temperatures versus the thermal conductivity for different positions of the intermediate probe (Z_2).

intermédiaire forte (comparaison entre $Z_2=1$ et $Z_2=9$ cm, ou $Z_2=3$ et $Z_2=7$ cm).

Si les hypothèses physiques sont vérifiées, la méthode permet donc d'estimer correctement la conductivité thermique d'une couche de sol homogène à partir de la mesure de la température à un niveau quelconque au sein de cette couche pendant 4 heures avec des données horaires. Cependant, c'est pour un capteur intermédiaire situé au milieu de la couche et une amplitude thermique forte au niveau de ce capteur que l'estimation de la conductivité thermique est la plus précise.

4.2 Effet d'une erreur sur la position des capteurs de température

Le repérage précis de la position d'un capteur n'est pas toujours facile au champ. Nous avons donc testé la sen-

sibilité de la méthode d'estimation à une erreur sur la position des capteurs. A partir du moment où dans l'équation (2) n'interviennent que des différences d'abscisses (terme " ∂z "), l'erreur commise sur le niveau de référence n'a pas d'effet sur l'estimation de la conductivité thermique et seule importe la position relative des capteurs.

Une erreur sur la position du capteur de surface ou du capteur intermédiaire, même faible (0.25 cm), engendre une erreur de plus de $\pm 10\%$ sur la conductivité thermique à estimer (tab.4, cas A). Cependant, dans ces situations, les résidus (écarts entre températures mesurées et calculées) sont non nuls, ce qui peut fournir un critère de remise en cause de l'estimation si seule l'erreur sur la position des capteurs est commise.

Les estimations de conductivités thermiques sont cohérentes d'un point de

type d'erreur	caractéristiques de l'erreur	période d'estimation (h)	$\hat{\lambda}$ ($W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$)	valeurs de résidus ($^\circ C$)
A: <u>position des capteurs</u>	+0.5 cm sur Z_1	24 (0-24 h)	0.80 ± 0.03	-0.15 à 0.15
	-1 cm sur Z_2	24 (0-24 h)	0.63 ± 0.06	-0.45 à 0.45
	-0.5 cm sur Z_2	24 (0-24 h)	0.79 ± 0.05	-0.25 à 0.25
	-0.25 cm sur Z_2	24 (0-24 h)	0.89 ± 0.05	-0.15 à 0.15
	+0.5 cm sur Z_2	24 (0-24 h)	1.28 ± 0.14	-0.30 à 0.30
	-0.5 cm sur Z_3	24 (0-24 h)	1.03 ± 0.04	-0.15 à 0.15
B: <u>biais sur la température</u>	biais $0.5^\circ C$ sur Z_1	24 (0-24 h)	1.00 ± 0.10	0.25 après 2 heures de calcul
	biais $0.5^\circ C$ sur Z_2	24 (0-24 h)	1.00 ± 0.21	0.50 après 2 heures de calcul
	biais $0.5^\circ C$ sur Z_2	12 (0-12 h)	1.68 ± 0.35	-0.10 à 0.60
	biais $0.5^\circ C$ sur Z_2	12 (5-17 h)	1.35 ± 0.45	0.10 à 0.70
C: <u>troncature de la température</u>	troncature de $0.25^\circ C$ en Z_1 , Z_2 et Z_3 (*)	24 (0-24 h)	1.03 ± 0.08	0.10 à 0.30
		12 (0-12 h)	1.25 ± 0.12	-0.10 à 0.30

Tab.4: *Effet de différents types d'erreur (noté A, B ou C) sur la conductivité thermique estimée ($\hat{\lambda}$) ($Z_2 = 5$ cm; $\lambda = 1.00 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$)*
 (*) troncature par valeur inférieure en Z_1
 troncature par valeur supérieure en Z_2
 troncature intermédiaire en Z_3

Tab.4: *Effect of different types of error (noted A, B or C) on the estimated thermal conductivity ($\hat{\lambda}$) ($Z_2 = 5$ cm; $\lambda = 1.00 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$)*
 (*) temperature truncated by inferior value for Z_1
 temperature truncated by superior value for Z_2
 temperature truncated by intermediate value for Z_3

vue physique: si la profondeur mesurée du capteur intermédiaire est inférieure à ce qu'elle est réellement (4 cm au lieu de 5 cm par exemple), alors le programme d'identification "voit" une amplitude thermique plus faible. Il va donc tendre à diminuer la conductivité thermique puisque l'amplitude thermique est d'autant plus faible que la conductivité thermique est faible. La moindre sensibilité de la méthode d'estimation à une erreur sur la position du capteur en profondeur provient probablement du fait que l'onde thermique est de plus en plus amortie en profondeur.

4.3 Effet d'une erreur sur la mesure de la température

La mesure de la température peut être entachée de deux types d'erreur: un biais systématique provenant par exemple d'un étalonnage défectueux ou une erreur de troncature qui dépend de la précision des centrales d'acquisition utilisées.

Dans l'équation (2) n'interviennent que des différences de température. Un biais systématique et identique sur les trois capteurs n'aura donc pas d'effet sur la conductivité thermique estimée. Nous avons donc testé l'effet d'un biais différent selon les capteurs, en distinguant les situations où seules les températures aux limites de la couche sont biaisées de celles où ce sont les

températures du capteur intermédiaire qui sont biaisées.

Les données générées à partir de l'équation (5) ont ainsi été perturbées, soit par une erreur de troncature (0.25°C), soit par un biais (0.5°C) portant sur un seul capteur.

Pour une durée d'estimation de 24 heures, un biais ou une erreur de troncature sur la mesure de la température aux limites de la couche ou au niveau du capteur intermédiaire ne modifie pas la valeur de la conductivité thermique estimée bien que les résidus soient non nuls, et seul l'intervalle de confiance du paramètre estimé est plus grand (tab.4, cas B et C). La structure des résidus est particulière dans le cas d'un biais puisqu'ils sont tous égaux entre eux. Ces résidus sont égaux à la valeur du biais si c'est la température mesurée au niveau du capteur intermédiaire qui est biaisée. Ils sont par contre inférieurs à la valeur du biais si c'est la température mesurée au niveau supérieur de la couche qui est biaisée compte-tenu de l'amortissement de l'onde thermique avec la profondeur.

Dans le cas d'une durée d'estimation de 12 heures, un biais ou une erreur de troncature induit cette fois une erreur importante sur la conductivité thermique estimée, quel que soit l'instant de début d'estimation. La différence de comportement entre les deux périodes d'estimation (12 h ou 24 h) résulte du processus d'identification des paramètres: sur 24 heures, l'amplitude thermique au niveau du capteur intermédiaire est connue. Si on prend l'exemple d'un biais positif au niveau du capteur intermédiaire, le programme d'identification peut chercher, dans un premier temps par exemple, à se rapprocher du maximum de température. Pour cela, il choisira une conductivité thermique supérieure à celle calculée

sans erreur. Mais, il en résultera obligatoirement une température minimale plus faible puisque l'amplitude sera plus grande. Finalement, la somme des carrés des écarts entre températures mesurées et calculées sera minimale pour la conductivité thermique sans erreur et les résidus seront alors nécessairement tous égaux à la valeur du biais. Au contraire, sur une période comprise entre 0 et 12 heures, le programme d'identification peut augmenter la conductivité thermique pour se rapprocher du maximum thermique. La température minimale, n'étant cette fois pas connue, la somme des carrés des écarts sera ainsi réduite, entraînant une estimation erronée de la conductivité thermique. Ainsi, à partir du moment où les températures peuvent être entachées d'une erreur de mesure, seule une estimation sur une durée de 24 heures permet d'obtenir une estimation correcte de la conductivité thermique.

5 Estimation de la conductivité thermique dans le cas d'une couche de sol stratifiée

Par simulation, l'évolution de la température a été calculée entre 0 et 50 cm de profondeur, pour un pas d'espace de 0.25 cm et un pas de temps de 60 secondes pour des caractéristiques de la couche de sol et des conditions aux limites et initiales suivantes:

Le sol est stratifié en deux horizons:

- Horizon nr. 1: 0-5 cm
 - capacité calorifique: $1.5 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$
 - conductivité thermique: $0.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$
- Horizon nr. 2: 5-50 cm

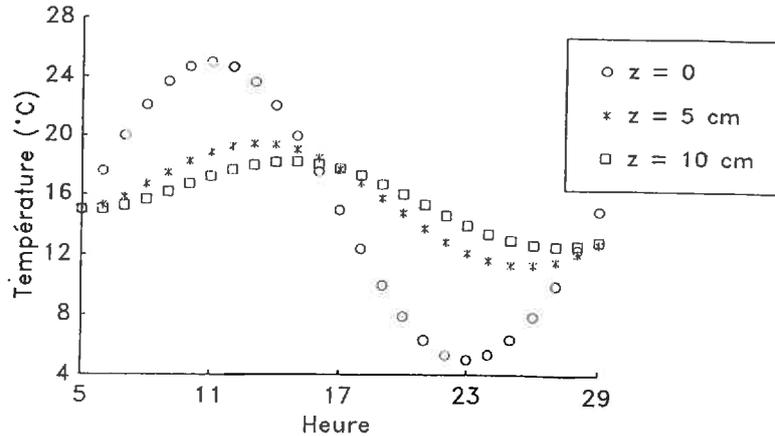


Fig.5: Evolution de la température aux profondeurs 0, 5 et 10 cm générée par simulation dans le cas d'une couche de sol stratifiée ($\lambda_1 = 0.50 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$; $\lambda_2 = 1.50 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$).

Fig. 5: Temperature evolution at the depth 0, 5 or 10 cm calculated by simulation in the case of a stratified soil layer.

- capacité calorifique:
 $2.5 \cdot 10^6 J \cdot m^{-3} \cdot ^\circ C^{-1}$
- conductivité thermique:
 $1.5 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$

L'onde thermique de surface est sinusoidale (équation (4))

- température moyenne journalière à $z = 0$: $15^\circ C$
- amplitude thermique journalière à $z = 0$: $20^\circ C$

La température est constante à 50 cm de profondeur, et le profil thermique initial est uniforme et de $15^\circ C$ (la simulation débute à $t_0 = 5$ heures).

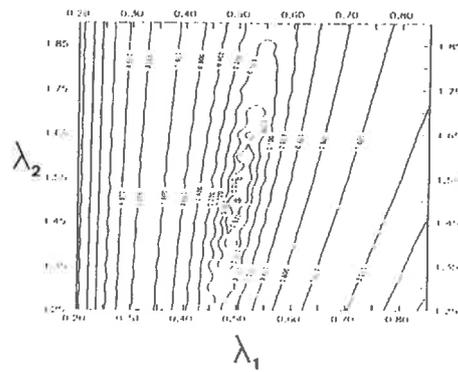
Sur la fig.5 est présentée l'évolution de la température aux profondeurs 0, 5 et 10 cm. Du fait de la faible conductivité thermique des 5 premiers centimètres (cas d'un horizon sec), l'amplitude thermique est très amortie dès 5 cm de pro-

fondeur. Les ondes thermiques à 5 et 10 cm sont peu différentes car la conductivité thermique est forte au delà de 5 cm de profondeur (cas d'un horizon humide).

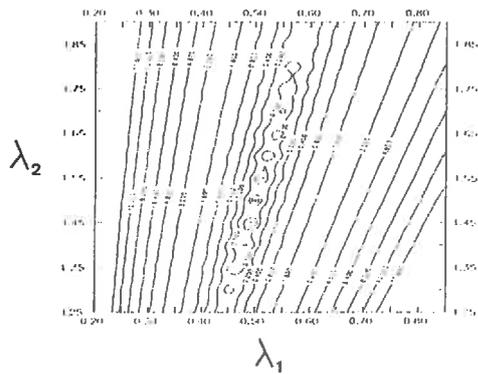
En imposant comme conditions aux limites les valeurs de températures générées pour $Z_1=0$ et $Z_3 = 10$ cm (températures horaires), la possibilité d'estimer la conductivité thermique de chaque horizon, à partir de la mesure de la température à un niveau intermédiaire, a été étudiée.

5.1 Effet de la position du capteur intermédiaire et de la période d'estimation

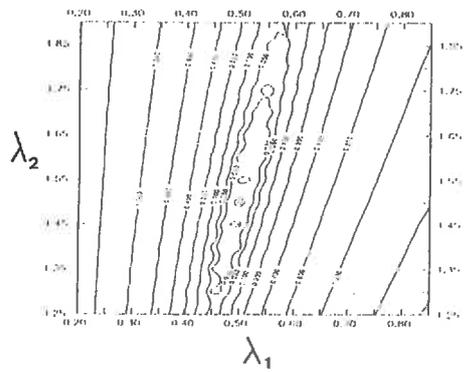
Dans le tab.5 sont présentées les conductivités thermiques estimées des deux horizons en fonction de la position du capteur intermédiaire et de la période



$Z_2 = 2.5$ cm



$Z_2 = 5$ cm



$Z_2 = 7.5$ cm

Fig.6: Isocontours de la somme des carrés des écarts entre températures mesurées et calculées en fonction des conductivités thermiques à estimer de chaque horizon (λ_1, λ_2) pour différentes positions du capteur intermédiaire.

Fig.6: Maps of the residual sums of squares between measured and calculated temperatures versus the thermal conductivity of the two sublayers (λ_1, λ_2) for different positions of the intermediate probe.

durée (h)	t_0 (h)	Z_2 (cm)	$\hat{\lambda}_1$ ($W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$)	$\hat{\lambda}_2$ ($W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$)	coefficient corrélation ($\hat{\lambda}_1, \hat{\lambda}_2$)
24	5	1	0.50 ± 0.01	1.49 ± 0.01	0.60
24	5	5	0.50 ± 0.01	1.50 ± 0.01	0.94
24	5	9	0.50 ± 0.01	1.50 ± 0.02	0.83
12	5	5	0.50 ± 0.01	1.50 ± 0.01	0.94
12	17	1	0.49 ± 0.01	1.47 ± 0.11	0.68
12	17	5	0.49 ± 0.01	1.48 ± 0.02	0.95
12	17	9	0.49 ± 0.03	1.48 ± 0.12	0.86
6	5	5	0.50 ± 0.01	1.49 ± 0.04	0.99
6	17	1	0.46 ± 0.05	1.25 ± 0.40	0.94
6	17	5	0.48 ± 0.02	1.42 ± 0.09	0.98
6	17	9	0.48 ± 0.10	1.34 ± 0.66	0.95

Tab.5: Conductivités thermiques estimées dans le cas d'une couche stratifiée en deux sous-couches ($\hat{\lambda}_1, \hat{\lambda}_2$) en fonction de la durée de la période d'estimation, de l'instant de début d'estimation (t_0) et de la position du capteur intermédiaire (Z_2) ($\lambda_1 = 0.50 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$; $\lambda_2 = 1.50 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$)

Tab.5: Estimated thermal conductivity of each sub-layer ($\hat{\lambda}_1, \hat{\lambda}_2$) according to the length of the period of estimation, the starting time of the estimation (t_0) and the position of the intermediate probe (Z_2) ($\lambda_1 = 0.50 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$; $\lambda_2 = 1.50 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$)

d'estimation (pour un temps de début d'estimation de 5 heures, il n'y a pas d'approximation sur les conditions initiales puisque le profil de température est uniforme).

Pour une durée d'estimation de 12 ou 24 heures, quelle que soit la position du capteur intermédiaire, les valeurs de conductivité thermique estimées sont très proches des valeurs "vraies", à savoir 0.500 et $1.500 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$. Les intervalles de confiance sur chaque paramètre sont faibles ($\pm 0.02 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$), le coefficient de corrélation entre les deux paramètres est élevé (en général supérieur à 0.9).

Ces résultats sont équivalents pour une durée d'estimation de 6 heures si le temps de début d'estimation est de

5 heures. Par contre, pour un temps de début d'estimation de 17 heures, les valeurs de paramètres estimées peuvent être assez différentes des "vraies" valeurs (avec des résidus nuls), surtout si le capteur intermédiaire est proche des limites. L'approximation sur la situation initiale peut donc engendrer des erreurs sur les conductivités thermiques estimées et ce d'autant plus que la période d'estimation est courte.

Sur la fig.6 sont présentés les isocontours de la somme des carrés des écarts en fonction de la valeur des deux conductivités thermiques à estimer pour différentes positions du capteur intermédiaire (2.5, 5 ou 7.5 cm). La présence de minimums locaux fait que les critères de convergence du processus

d'identification doivent être extrêmement contraignants. Le gradient de la somme des carrés des écarts est beaucoup plus marqué selon l'axe de la conductivité thermique du premier horizon et ceci est probablement lié au fort gradient de température au sein de cet horizon. C'est pour un capteur intermédiaire placé à l'interface entre horizons que les gradients de la somme des carrés des écarts sont les plus forts. C'est donc pour un capteur intermédiaire placé à l'interface entre horizons que l'estimation des deux conductivités thermiques sera la plus précise et la plus rapide, mais toujours avec des différences importantes de précision entre les deux horizons.

5.2 Effet d'une erreur sur la position des capteurs ou sur la localisation de l'interface entre horizons

Une erreur sur la position d'un capteur induit des erreurs sur les estimations des conductivités thermiques de chaque horizon (tab.6, cas A). Mais, contrairement au cas d'une couche homogène, les résidus obtenus sont nuls. Du fait que l'on estime deux paramètres simultanément, le programme d'identification dispose d'un "degré de liberté" supplémentaire. Malgré l'erreur sur la position des capteurs, il existe un couple de valeurs de conductivité thermique tel que la somme des carrés des écarts soit nulle.

D'un point de vue physique, les estimations obtenues sont cohérentes: si on a mesuré une profondeur du capteur intermédiaire plus faible que ce qu'elle est réellement (par exemple 4.5 cm au lieu de 5 cm), le programme d'identification "voit" une amplitude thermique plus faible que celle existant réellement. Par rapport à la "vraie" valeur, la conduc-

tivité thermique de l'horizon supérieur est plus faible. De la même façon, cette faible amplitude thermique au niveau intermédiaire induit nécessairement une surestimation de la conductivité thermique de l'horizon inférieur.

On retrouve des résultats proches dans le cas où une erreur sur la localisation de l'interface entre les deux horizons est commise (tab.6, cas B): les valeurs de conductivité thermique sont erronées et les résidus obtenus sont nuls.

5.3 Effet d'une erreur sur la mesure de température

Une erreur sur la mesure de la température (biais, ou erreur de troncature) entraîne une erreur sur l'estimation des conductivités thermiques de chaque horizon, que la période d'estimation soit de 12 ou de 24 heures (tab.6, cas C et D). Du fait que l'on cherche à estimer deux paramètres à la fois, contrairement au cas d'une couche homogène, les conductivités thermiques estimées diffèrent des valeurs "vraies" même sur 24 heures.

5.4 Estimation d'une seule conductivité thermique dans le cas d'une couche de sol stratifiée

Vue la difficulté d'estimer les conductivités thermiques de chaque horizon d'une couche de sol stratifiée, on peut envisager d'estimer une conductivité thermique globale en considérant la couche homogène. Pour une capacité calorifique imposée égale à la capacité calorifique moyenne de la couche (en l'occurrence $2.00 \text{ J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot^\circ\text{C}^{-1}$) et un capteur placé à 5 cm de profondeur, la valeur de la conductivité thermique estimée en assimilant le milieu stratifié à un milieu homogène est de $0.27 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot^\circ\text{C}^{-1}$. Cette valeur

type d'erreur	caractéristiques de l'erreur	période d'estimation (h)	$\hat{\lambda}_1$ ($W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$)	$\hat{\lambda}_2$ ($W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$)	valeurs de résidus ($^\circ C$)
A: <u>position des capteurs</u>	+0.5 cm sur Z_1	24 (5-29 h)	0.42 ± 0.01	1.40 ± 0.01	-0.01 à 0.01
	-0.5 cm sur Z_2	24 (5-29 h)	0.36 ± 0.01	1.76 ± 0.01	-0.01 à 0.01
	-0.25 cm sur Z_2	24 (5-29 h)	0.43 ± 0.01	1.59 ± 0.01	-0.01 à 0.01
	+0.5 cm sur Z_2	24 (5-29 h)	0.55 ± 0.01	1.45 ± 0.01	-0.01 à 0.01
B: <u>position de l'interface entre horizons</u>	-2.5 cm	24 (5-29 h)	0.35 ± 0.01	1.70 ± 0.02	-0.01 à 0.01
	-1 cm	24 (5-29 h)	0.46 ± 0.01	1.58 ± 0.01	-0.01 à 0.01
	+1 cm	24 (5-29 h)	0.40 ± 0.01	2.62 ± 0.01	-0.01 à 0.01
C: <u>biais sur la température</u>	biais $0.5^\circ C$ sur Z_1	24 (5-29 h)	0.52 ± 0.07	1.59 ± 0.29	0.10 à 0.15
	biais $0.5^\circ C$ sur Z_2	24 (5-29 h)	0.43 ± 0.18	1.27 ± 0.73	0.35 à 0.60
	biais $0.5^\circ C$ sur Z_2	12 (5-17 h)	0.45 ± 0.10	0.80 ± 0.25	-0.15 à 0.40
D: <u>troncature de la température</u>	troncature de $0.25^\circ C$ en Z_1, Z_2 et Z_3 (*)	24 (5-29 h)	0.45 ± 0.10	1.13 ± 0.37	-0.90 à 0.40
		12 (5-17 h)	0.46 ± 0.08	1.18 ± 0.29	-0.15 à 0.30

Tab.6: *Effet de différents types d'erreur (noté A, B, C ou D) sur les conductivités thermiques estimées de chaque horizon (λ_1, λ_2)*
($Z_2 = 5$ cm; $\lambda_1 = 0.50 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$, $\lambda_2 = 1.50 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$)
(*) idem tab.4

Tab.6: *Effect of different types of error (noted A, B, C or D) on the estimated thermal conductivities (λ_1, λ_2)*
($Z_2 = 5$ cm; $\lambda_1 = 0.50 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$, $\lambda_2 = 1.50 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$)
(*) idem tab.4

est très différente des conductivités thermiques "vraies" de chaque horizon (0.5 et $1.5 W \cdot m^{-1} \cdot ^\circ C^{-1}$) ou de leurs moyennes pondérées. Enfin, les résidus obtenus sont très forts, supérieurs à $1^\circ C$. Une couche stratifiée ne peut donc pas être assimilée à une couche homogène.

5.5 Conclusion

Il n'est donc possible d'estimer les conductivités thermiques des horizons d'une couche de sol stratifiée que dans des situations où il n'y a aucune erreur, ni sur le repérage de la position des capteurs ou de l'interface entre horizons, ni sur la mesure de la température. L'estimation simultanée de deux conductivités thermiques apparaît donc délicate

et ce d'autant plus que dans des situations avec erreur sur le repérage des capteurs ou de l'interface entre horizons, les valeurs de conductivités thermiques estimées sont fausses, mais les résidus sont nuls.

6 Conclusion

Dans des situations où il n'y a aucune erreur sur la position des capteurs et sur la mesure de la température, la méthode proposée permet d'estimer les conductivités thermiques d'une couche homogène ou d'une couche stratifiée avec une excellente précision, même sur des intervalles de temps courts.

Une erreur sur la position des cap-

teurs peut entraîner des erreurs importantes sur les conductivités thermiques estimées. Il apparaît donc indispensable d'utiliser un support rigide pour la mise en place des capteurs de température. Ce support devrait permettre de maîtriser la profondeur des capteurs et de les maintenir horizontaux pendant toute la durée des mesures.

Dans le cas d'une couche de sol stratifiée, la sensibilité de la méthode d'estimation aux erreurs sur la position de l'interface entre horizons et sur la mesure de la température fait qu'il est dangereux de l'utiliser pour estimer deux conductivités thermiques à la fois.

La méthode doit être donc préférentiellement utilisée pour l'estimation d'une couche de sol homogène. Mais, même dans ce cas, seule une estimation sur une durée de 24 heures permet de s'affranchir des conséquences d'une erreur sur la mesure de la température, de type biais ou erreur de troncature, qui est inhérente au fonctionnement des centrales d'acquisition automatique. La conductivité thermique étant supposée constante pendant la période d'estimation, le fait d'être contraint de travailler sur 24 heures peut poser problème. Cette étude devra être poursuivie sur un jeu de données de températures générées pour une conductivité thermique variable au cours d'une période de 24 heures.

L'estimation in situ de la conductivité thermique d'un sol à l'aide d'une méthode numérique apparaît donc possible mais délicate. Il est probable qu'il en soit de même pour la méthode harmonique ou celle de LAPLACE. L'étude menée a montré que l'analyse des résidus ne permet pas toujours de juger la qualité de l'estimation. Il semble donc nécessaire, pour juger de la faisabilité d'une estimation in

situ de la conductivité thermique, de confronter des estimations de conductivités thermiques réalisées à partir de températures mesurées in situ à des estimations réalisées au laboratoire à l'aide de méthodes du type proposé par BRUCKLER et al. (1987).

Liste des symboles mathématiques

z	profondeur
Z_i	profondeur du capteur de température i
T	température
T_{moy}	température moyenne journalière
t	temps
t_0	instant de début de la période d'estimation
λ	conductivité thermique
λ^*	conductivité thermique apparente
λ_i	conductivité thermique de l'horizon i
$\hat{\lambda}$	conductivité thermique estimée
q	flux de chaleur
C	capacité calorifique volumique
A	amplitude thermique
Ω	pulsation
D	profondeur d'amortissement

Références

- ASRAR, G. & KANEMASU, T. (1983): Estimating thermal diffusivity near the soil surface using Laplace transform: uniform initial conditions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **47**, 397-401.
- BALABANIS, P. (1987): Caractérisation thermique des sols partiellement saturés. Application à la prédiction in situ du gel des couches de surface. Thèse de l'Université scientifique, technologique et médicale de Grenoble, Grenoble, France, 154 p.
- BARD, Y. (1974): Nonlinear parameter estimation. Academic Press, New-York.
- BRUCKLER, L., RENAULT, P. & ARIES, F. (1987): Laboratory estimation of apparent soil thermal conductivity using a numerical approach. *Soil Sci.* **143**, 387-397.
- DE VRIES, D.A. (1963): Thermal properties of soils. In: *Physics of plant environment*. W.R. VAN WYK (ed.), North-Holland, Amsterdam, 210-235.

- HORTON, R., WIERENGA, P.J. & NIELSEN, D.R. (1983):** Evaluation of methods for determining the apparent thermal diffusivity of soil near the surface. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **47**, 25–32.
- KIMBALL, B.A., JACKSON, R.D., REGINATO, R.J. & NAKAYAMA, F.S. (1976):** Comparaison of field measured and calculated soil heat fluxes. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **40**, 18–25.
- LAURENT, J.P. (1986):** Contribution à la caractérisation thermique des milieux poreux granulaires: optimisation d'outils de mesure in situ des paramètres thermiques, application à l'étude des propriétés thermiques du matériau terre. Thèse de docteur de l'Institut Polytechnique de Grenoble, Grenoble, France, 140 p.
- PASSERAT DE SILANS, A. (1986):** Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle. Thèse de l'Institut National Polytechnique Grenoble, Grenoble, France, 205 p.
- SMITH, W.O. (1942):** The thermal conductivity of dry soil. *Soil Sci.* **53**, 435–459.
- WIERENGA, P.J., NIELSEN, D.R. & HAGAN, R.M. (1969):** Thermal properties of a soil based upon field and laboratory measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **33**, 354–360.
- WITONO, H. (1988):** Couplage de mesures hyperfréquences en bande C et de modèles de transferts d'eau et de chaleur pour l'estimation du bilan hydrique en sol nu. Thèse de Docteur-Ingénieur de l'École Nationale Supérieure Agronomique de Rennes, Rennes, France, 265 p.

Addresses of authors:

G. Richard

I.N.R.A.

Station d'Agronomie de Laon

Rue Fernand-Christ

B.P. 101

02004 Laon

France

L. Brückler, P. Bertuzzi

I.N.R.A.

Centre de Recherches Agronomiques d'Avignon

Station de Science du Sol

Domaine Saint-Paul

B.P. 91

84140 Montfavet

France

Régime thermique des lits de semences

G. RICHARD (1), P. CELLIER (2), A. CHANZY (3)

- (1) *I.N.R.A., Unité d'Agronomie de Laon-Péronne,
Rue Fernand Christ, BP 101, 02004 Laon CEDEX, France*
- (2) *I.N.R.A., Unité de Bioclimatologie de Grignon,
Route de Thiverval, 78850 Thiverval-Grignon, France*
- (3) *I.N.R.A., Unité de Science du Sol d'Avignon,
Domaine Saint-Paul, BP 91, 84140 Montfavet, France*

ABSTRACT

A numerical simulation model, in which the mutual interactions between soil and atmosphere are simulated, was used to determine the sensivity of soil temperature to variations in soil and climate characteristics. The model calculates change in soil temperature with time according to climatic conditions (solar radiation, air temperature, air water content, wind speed) and soil properties (water conductivity, soil surface aspect, seed bed and ploughed layer compaction,...). The hierarchy of soil and climate effects on soil temperature was established using model simulations. Results show the importance of soil water conductivity and soil surface albedo. The possibilities of controlling seed bed temperature by soil tillage are discussed.

Key-words : soil temperature, seed bed, model, sensivity analysis, water conductivity, thermal conductivity, albedo

INTRODUCTION

La température du sol est un facteur déterminant de la réussite de l'implantation d'une culture comme la betterave sucrière. Au semis, la semence de betterave est généralement placée dans de bonnes conditions d'humidité, d'aération et de structure. Mais, plus la plantule met de temps à atteindre la surface du sol, plus elle risque d'être confrontée à des conditions défavorables pouvant retarder sa levée ou entraîner sa mort. C'est par exemple le dessèchement du lit de semences, l'apparition d'un excès d'eau, la formation d'une croûte de battance ou des attaques de prédateurs ou de parasites. La levée d'une plantule met en oeuvre deux processus physiologiques, la germination de la semence et l'élongation de l'hypocotyle qui sont tous les deux très sensibles à la température (tabl. 1).

Tableau 1 : Effet de la température sur les vitesses de germination et d'élongation de l'hypocotyle chez la betterave sucrière (d'après travaux C. Durr, INRA Laon)

Température	Nombre de jours pour atteindre	
	50% de germination	une croissance de 2 cm de l'hypocotyle
5 °C	12	23
10 °C	6	14
15 °C	4	6
20 °C	3	4

La germination est très sensible aux températures inférieures à 10°C, l'élongation de l'hypocotyle aux températures inférieures à 15°C. Aussi, si la température du lit de semences s'abaisse en dessous de 10°C (en moyenne journalière), il faut plus de 20 jours pour que la levée ait lieu pour une semence placée à 2 cm de profondeur. Par contre, ce délai n'est que de 10 jours si la température est de 15°C. Après la levée, c'est encore la température du lit de semences qui détermine en grande partie la vitesse de croissance de la plantule, donc la vitesse de recouvrement de la surface du sol par les feuilles de betterave (Boiffin *et al.*, 1992). Pour assurer la réussite de l'implantation de la betterave sucrière, il est donc important de favoriser le réchauffement du lit de semences au printemps.

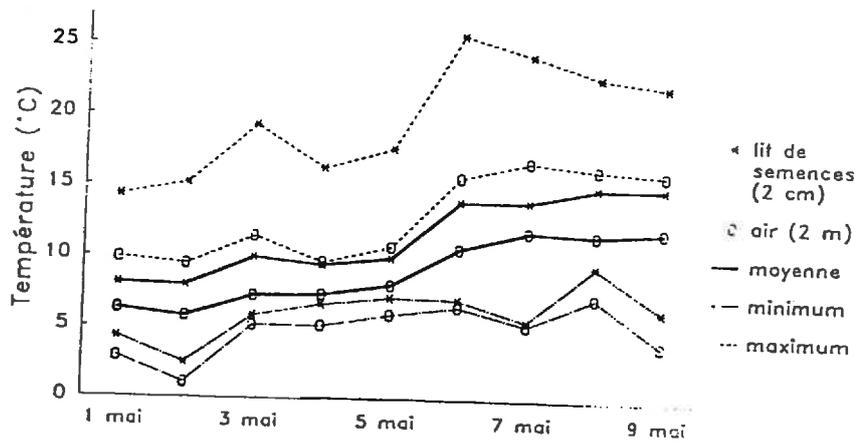


Figure 1 : Evolution de la température de l'air (2 m) et du lit de semences (2 cm) sur une période de 10 jours au printemps 1991 (sol de limon, région de Laon)

Sur la figure 1 est comparée l'évolution de la température journalière de l'air (à 2 m) et celle d'un lit de semences de betterave sucrière (à 0.02 m) au printemps. La température moyenne journalière du lit de semences est plus élevée que celle de l'air, de 2 à 3°C environ. L'amplitude thermique journalière est plus forte dans le lit de semences que dans l'air : ce

ont surtout les températures maximales qui sont beaucoup plus élevées dans le lit de semences.

La température des premiers centimètres du sol dépend fortement des conditions climatiques et notamment de la température de l'air. Mais, elle varie aussi selon le type de sol et sa structure. Aussi la température des premiers centimètres du sol est déterminée par un grand nombre de variables et de paramètres caractérisant à la fois le climat, la surface du sol et les propriétés hydrodynamiques et thermiques du sol (fig. 2). Ces différents paramètres et variables agissent le plus souvent de manières multiples et contradictoires.

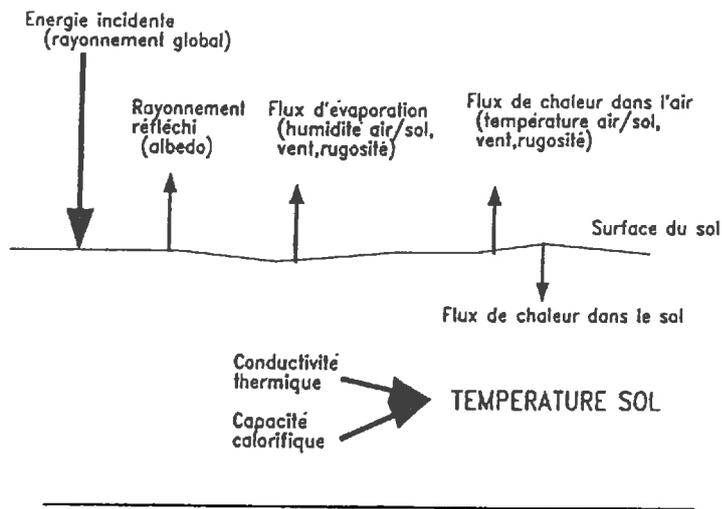


Figure 2 : Principaux facteurs de variation de la température
(les rayonnements de grande longueur d'onde ne sont pas figurés)

Si le sol se réchauffe au printemps, c'est parce qu'une certaine quantité d'énergie pénètre dans le sol. La température dans le sol dépend du mode de répartition en profondeur du flux de chaleur pénétrant dans le sol. La répartition de la chaleur dans le sol dépend de deux paramètres de transfert :

- la conductivité thermique, qui caractérise la facilité avec laquelle la chaleur se déplace dans le sol,
- la capacité calorifique, qui représente la quantité d'énergie nécessaire pour que la température d'un volume unitaire de sol s'élève d'un degré.

Ces deux paramètres dépendent de la texture du sol, de sa porosité et de son humidité (De Vries, 1963). Plus le sol est poreux et sec, plus sa température peut s'élever rapidement mais moins la chaleur circule facilement.

Le flux de chaleur dans le sol dépend des échanges énergétiques à la surface du sol qui sont déterminés par les principales variables climatiques et par les caractéristiques de la surface

du sol. L'énergie qui arrive à la surface du sol et qui est principalement constituée de rayonnement solaire se dissipe en différents flux d'énergie (fig. 2):

- une partie de ce rayonnement est directement réfléchi par la surface du sol. L'albédo représente la part réfléchi du rayonnement solaire incident. Plus la surface du sol est d'aspect clair et lisse, plus l'albédo est élevé.
- une autre partie de l'énergie solaire incidente est consommée par l'évaporation de l'eau du sol. C'est ce qui permet au sol de se dessécher. Ce flux d'évaporation dépend de la différence d'humidité entre l'air et la surface du sol, de la rapidité avec laquelle la surface du sol est réapprovisionnée en eau (donc des propriétés hydrodynamiques du sol), de la vitesse du vent et de la rugosité de la surface du sol.

L'énergie restante est consommée soit par le réchauffement de l'air, soit par le réchauffement du sol. Le flux de chaleur dans l'air dépend de la différence de température entre l'air et le sol, de la vitesse du vent et de la rugosité de la surface du sol. Comme ce bilan énergétique est par principe équilibré, c'est-à-dire que la somme de tous les flux d'énergie est nulle, le flux de chaleur dans le sol dépend de tous les autres flux à la surface du sol.

Compte tenu du grand nombre de variables et de paramètres qui déterminent la température du sol et de la complexité des processus d'échange d'eau et d'énergie entre le sol et l'atmosphère, il est difficile de connaître l'influence de chacun de ces facteurs lorsqu'on cherche à prévoir la température du lit de semences au printemps en fonction du climat, du type de sol et des techniques culturales appliquées. Des modèles mathématiques qui prennent en compte les principaux processus intervenant dans le déterminisme de la température du sol permettent de calculer l'évolution de la température dans le sol en fonction des conditions climatiques et des caractéristiques du sol. A partir d'une analyse de sensibilité de tels modèles, il est possible d'évaluer le poids des différents facteurs dont dépend la température du sol et ainsi de préciser les caractéristiques du sol qui favorisent le réchauffement d'un lit de semences au printemps. Cet article présente une telle étude. Le modèle utilisé est issu des travaux menés à l'unité INRA-Science du Sol d'Avignon (Witono et Bruckler, 1989 ; Chanzy et Bruckler, 1993). C'est un modèle qui prend en compte les principaux processus physiques décrivant les transferts couplés de chaleur et d'eau dans le sol et le bilan d'énergie à la surface du sol. Le modèle a été calibré et validé pour différents sols présentant des propriétés hydrodynamiques contrastées (Chanzy et Bruckler, 1993). Nous n'avons pas étudié de manière exhaustive l'ensemble des facteurs qui interviennent dans le modèle mais seulement ceux qui sont le plus influencés par le climat, le type de sol et les techniques de préparation du lit de semences. On a tout d'abord étudié l'effet des propriétés hydrodynamiques de la couche labourée qui déterminent la vitesse de ressuyage du sol. On s'est ensuite intéressé aux caractéristiques du climat (rayonnement global, température et humidité de l'air, vitesse du vent), à l'albédo de la surface du sol qui dépend surtout de la couleur du sol et donc

principalement de sa texture et enfin à la conductivité thermique du lit de semences qui dépend surtout de la compacité des premiers centimètres du sol.

MATERIEL ET METHODES

Le modèle

Le modèle utilisé (Witono et Bruckler, 1989 ; Chanzy et Bruckler, 1993) est un modèle mécaniste basé sur la théorie des transferts d'eau et de chaleur en milieu poreux désaturé (Philip et De Vries, 1957) avec le potentiel hydrique comme variable descriptive des transferts d'eau. Les échanges d'énergie entre le sol et l'atmosphère sont décrits à l'aide de la théorie de Monin et Obukhov (1954). Le modèle calcule au cours du temps l'évolution des différents flux d'énergie à la surface du sol et l'évolution de la température et de l'humidité en fonction de la profondeur dans le sol. Seuls les transferts verticaux sont pris en compte. Les équations différentielles décrivant les transferts d'eau et de chaleur sont résolues par la méthode des éléments finis avec 100 éléments linéaires. Le pas de temps (inférieur à 600 s) est calculé automatiquement en fonction de l'importance de la variation relative de la température et de l'humidité entre deux pas de temps de calcul.

Les principales variables d'entrée du modèle sont les suivantes :

- les caractéristiques de la couche de sol étudiée (texture, structure et paramètres de transfert)
- les caractéristiques de la surface du sol (albédo, rugosité),
- l'évolution horaire des variables climatiques standards (rayonnement global incident, température de l'air, humidité de l'air et vitesse du vent),
- l'évolution horaire de la température et de l'humidité à la limite inférieure de la couche de sol étudiée. Le choix d'une épaisseur de l'ordre de 1 m permet de supposer que, sur des temps de simulation assez courts, la température et l'humidité restent constantes à cette profondeur,
- les profils initiaux de température et d'humidité du sol en début de simulation (les calculs débutent le jour n°1 à minuit).

Nous avons utilisé ce modèle en comparant les écarts de température calculée entre une simulation de référence et une simulation pour laquelle un seul paramètre sera modifié. Nous définissons ci-dessous les caractéristiques du sol et du climat utilisé pour la simulation de référence et les variations qui leur seront imposées.

Caractérisation du sol

Dans le modèle, la couche de sol étudiée peut être divisée en cinq sous-couches homogènes. Chaque sous-couche est décrite par une texture, une masse volumique, une relation humidité/potentiel hydrique et par les paramètres régissant les transferts de chaleur (capacité calorifique, conductivité thermique), d'eau en phase liquide (conductivité hydraulique) ou en phase vapeur (coefficient de diffusion de la vapeur d'eau). La capacité calorifique, la conductivité thermique et le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau sont calculés en fonction de l'humidité et de la masse volumique à partir de relations analytiques de la littérature (Chanzy, 1991). De telles relations n'existent pas ou sont insuffisantes pour décrire les propriétés hydrodynamiques de la couche labourée (relations entre l'humidité et le potentiel hydrique ou la conductivité hydraulique) (Witono, 1988). La relation humidité/potentiel hydrique doit donc être établie à partir de mesures sur le terrain à l'aide de tensiomètres et de mesures au laboratoire (presse de Richards, équilibre en phase vapeur). La relation entre l'humidité et la conductivité hydraulique quant à elle résulte d'un calage préalable du modèle en confrontant l'humidité calculée par le modèle et l'humidité mesurée sur le terrain durant une période de quelques jours.

Les propriétés hydrodynamiques ne pouvant être déduites directement des caractéristiques du sol (texture et structure), nous avons utilisé les valeurs correspondant à deux situations (tabl. 2) qui ont des comportements hydriques très différents et pour lesquelles le modèle a été calé et validé par Chanzy (1991). La situation 1 correspond à un limon-argileux travaillé sur 10 cm. La situation 2 correspond à un sol de limon-sableux non travaillé.

Tableau 2 : Caractéristiques des deux situations choisies (les paramètres de transfert décrivant chaque situation sont présentés dans Chanzy et Bruckler (1993))

	Situation 1	Situation 2
Texture	limono-argileuse(27% argile)	limono-sableuse (11% argile)
Profondeur de la couche étudiée	0.8 m	0.8 m
Travail du sol	labour sur 0.25 m reprise du labour (rotavator) sur 0.10 m	aucun
Nombre de sous-couches	3	1
Limites et masse volumique de chaque sous-couche	0 - 0.1 m (1.29 g·cm ⁻³) 0.1 - 0.25 m (1.4 g·cm ⁻³) 0.25 - 0.8 m (1.6 g·cm ⁻³)	0-0.8 m (1.44 g·cm ⁻³)

Pour l'étude de l'effet de l'albédo, on a fait varier l'albédo de 0.15 à 0.30, gamme de variation correspondant à celle du champ cultivé (Itier et De Parcevaux, 1974). L'albédo varie essentiellement en fonction de la couleur du sol donc de sa texture et de son humidité et en fonction de la rugosité. Un albédo de 0.15 correspond à celui d'un sol de limon à l'état sec, un albédo de 0.30 correspond à celui d'un sol de craie à l'état sec (Cellier *et al.*, 1994).

pour l'étude de l'effet de la conductivité thermique, on a affecté les relations conductivité thermique/humidité volumique de Chanzy (1991) pour chaque situation d'un facteur 1/2 dans les cinq premiers centimètres de la couche labourée. D'après Bussière *et al.* (1992), une modification de la masse volumique du sol de 1.3 à 1 g.cm⁻³, engendrée par différents degrés de rappuyage du lit de semences, peut entraîner une réduction d'environ 50% de la conductivité thermique.

Caractéristiques du climat

Le climat de référence est présenté sur la figure 3. Il correspond à une belle journée de printemps (mesurée fin avril 1991 dans la région de Laon) avec un rayonnement solaire qui atteint 800 W·m⁻² vers midi, une température de l'air variant entre 4 et 16°C avec une moyenne de 11°C, un air assez sec avec une humidité relative de moins de 50% en milieu de journée et enfin une vitesse de vent moyenne de 2.5 m·s⁻¹. Cette journée est répétée pour chaque jour de simulation.

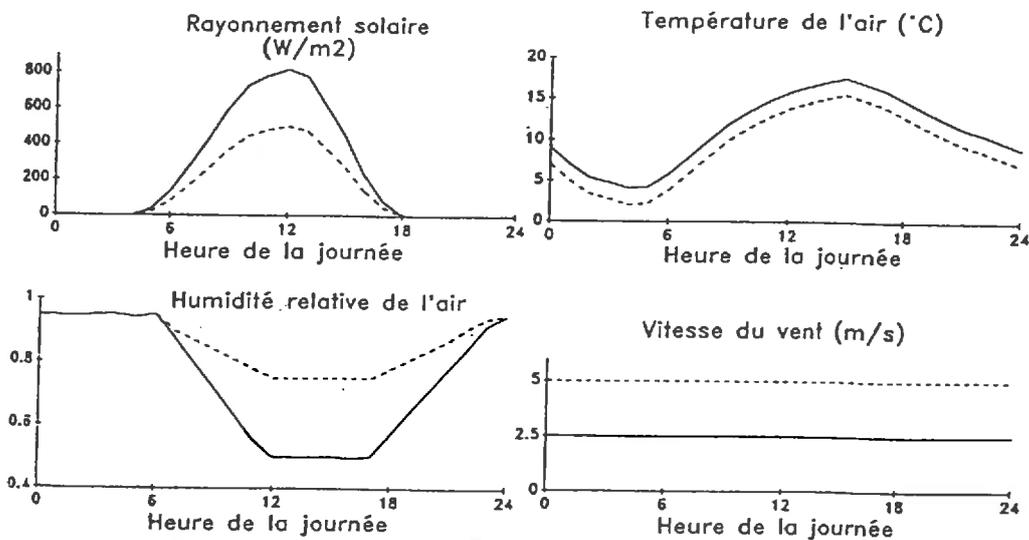


Figure 3 : Climat journalier pour les simulations

— référence
 - - - variantes

Pour étudier l'effet respectif des composantes du climat (fig. 3), on les a fait varier successivement :

le rayonnement solaire passe de 800 à 500 W·m⁻² à midi,

la température a été baissée de 2°C tout au long de la journée,
 l'humidité relative a été augmentée de 50 à 75% en milieu de journée,
 la vitesse du vent a été augmentée de 2.5 à 5 m·s⁻¹.

En profondeur, une température constante de 11°C (égale à la température moyenne de l'air) et un potentiel hydrique constant de -10 kPa ont été imposés. Le profil thermique initial est un profil uniforme de température (11°C). Le profil hydrique initial est un profil uniforme correspondant approximativement à l'humidité à la capacité au champ (humidité du sol pour un potentiel hydrique de -10 kPa).

Les calculs commencent à minuit le jour n°1 et sont menés sur une période de 10 jours. Le critère choisi pour caractériser la vitesse de réchauffement du lit de semences est l'évolution de la température moyenne journalière à 2 cm de profondeur,

RESULTATS

Effet des propriétés hydrodynamiques du sol

L'effet des propriétés hydrodynamiques sur l'évolution du profil hydrique de la couche de sol 0-30 cm est présenté sur la figure 4. Dans la situation 1, la surface du sol se dessèche rapidement alors qu'en profondeur l'humidité varie peu. Au contraire, dans la situation 2, c'est l'humidité de toute la couche de sol qui varie d'une manière presque homogène. Ainsi la surface du sol reste beaucoup plus humide dans la situation 2 que dans la situation 1.

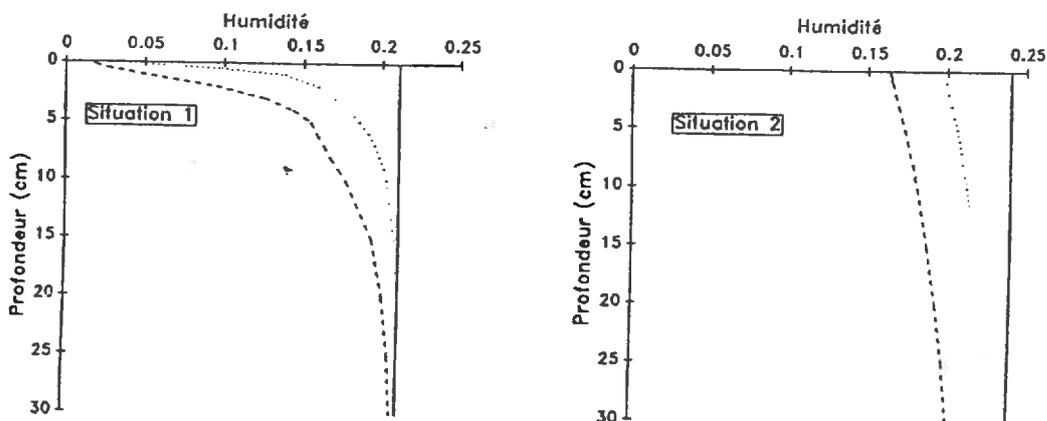


Figure 4 : Evolution du profil hydrique dans la couche labourée dans les situations 1 et 2 au cours d'une phase de dessèchement

- profil hydrique initial
- profil hydrique après 2 jours
- - - - profil hydrique après 7 jours

Sur les figures 5A et 5B sont présentées les évolutions du flux d'évaporation et du flux de chaleur dans le sol. Alors que dans la situation 2, le flux d'évaporation reste très élevé durant les 10 jours de simulation, dans la situation 1, ce flux diminue très rapidement (fig. 5A). La surface du sol se dessèche très vite dans la situation 1 : elle n'est pas réalimentée en eau. Le flux d'évaporation est ainsi limité par l'eau disponible à la surface du sol. En conséquence, le flux de chaleur dans le sol (fig. 5B) est plus élevé dans la situation 1 que dans la situation 2. Dans la situation 2, le flux de chaleur est proche de zéro car la majeure partie du rayonnement solaire est consommée par l'évaporation.

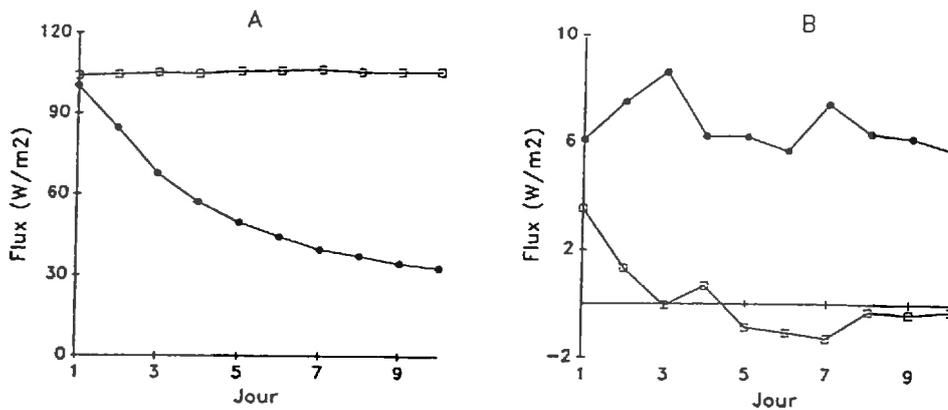


Figure 5 : Evolution du flux d'évaporation (A) et du flux de chaleur dans le sol (B)
(le flux de chaleur dans le sol est compté positivement lorsque le sol se réchauffe)
● situation 1
□ situation 2

La figure 6 présente l'évolution de la température moyenne journalière à 2 cm de profondeur dans les deux situations. Dans la situation 2, la température reste à peu près stable aux alentours de 12.5°C : le flux de chaleur dans le sol est nul et le sol ne se réchauffe pas. Au contraire, dans la situation 1, la température augmente, rapidement durant les 4 premiers jours, plus lentement ensuite pour atteindre 15.5°C au bout de 10 jours de simulation.

Les différences de propriétés hydrodynamiques entre les situations 1 et 2 ont donc entraîné un écart de température moyenne dans le lit de semences très important, d'environ 3°C au bout de 10 jours. La situation 1, correspondant à un limon-argileux travaillé, se dessèche très rapidement en surface. En ce sens, on peut la qualifier de situation à ressuyage rapide. Mais, si la surface se dessèche rapidement, ce n'est pas parce que le flux d'évaporation est fort mais c'est parce que la surface du sol n'est pas progressivement réapprovisionnée en eau. Donc, à la rapidité du ressuyage du sol en surface est associé en fait un flux d'évaporation faible et par conséquent une plus grande quantité d'énergie disponible pour réchauffer le sol. De la même façon, la situation 2 qui se dessèche lentement en surface peut être qualifiée de

situation à ressuyage lent. Mais à cette lente vitesse de ressuyage est associé un flux d'évaporation très élevé et peu d'énergie disponible pour réchauffer le sol.

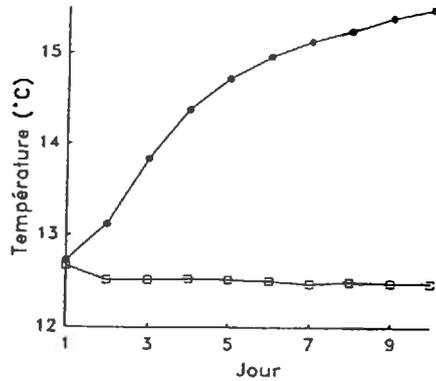


Figure 6 : Evolution de la température moyenne journalière à 2 cm de profondeur
 ● situation 1
 □ situation 2

Effet du climat

Les effets des composantes du climat sur l'évolution de la température à 2 cm de profondeur sont présentés sur la figure 7 dans les deux situations. Ces effets sont beaucoup plus marqués dans la situation 1 que dans la situation 2.

Dans la situation 1, c'est la baisse du rayonnement solaire qui entraîne la plus faible vitesse de réchauffement : au bout de 10 jours, la température obtenue est inférieure de 4°C par rapport à la température de référence. L'effet de la température de l'air est lui aussi très important. La baisse de la température de l'air de 2°C se répercute directement sur la température du sol : elle a entraîné une baisse de la température dans le sol de 2°C au bout de 10 jours. L'effet de la vitesse du vent est moins marqué : l'augmentation de la vitesse du vent a entraîné une baisse de la température du sol d'un peu plus de 1°C. Enfin, l'augmentation de l'humidité relative de l'air a entraîné une augmentation de la température du sol d'environ 0,5°C. Dans la situation 2, mis à part l'effet de l'augmentation de l'humidité relative de l'air qui entraîne une augmentation de la température du lit de semences d'1°C, on observe dans les autres cas une baisse de la température du sol d'environ 2°C.

Les sens de variation des effets des variables climatiques sont les mêmes pour les deux situations mais l'ampleur des variations est différente. Dans la situation 2, la température du lit de semences varie moins en fonction du rayonnement global que dans la situation 1 du fait que la majeure partie de l'énergie qui arrive à la surface du sol est convertie en évaporation. Au contraire, dans la situation 2, la température du lit de semences est plus sensible à l'humidité relative de l'air que dans la situation 1 car les variations d'humidité relatives de

l'air jouent fortement sur le flux d'évaporation. La vitesse du vent, qui joue directement à la fois sur le flux d'évaporation et sur le flux de chaleur dans l'air a des effets similaires sur la température du lit de semences dans les deux situations. Enfin la température des premiers centimètres du sol semble répondre directement et indépendamment de la vitesse de ressuyage du sol à la température de l'air.

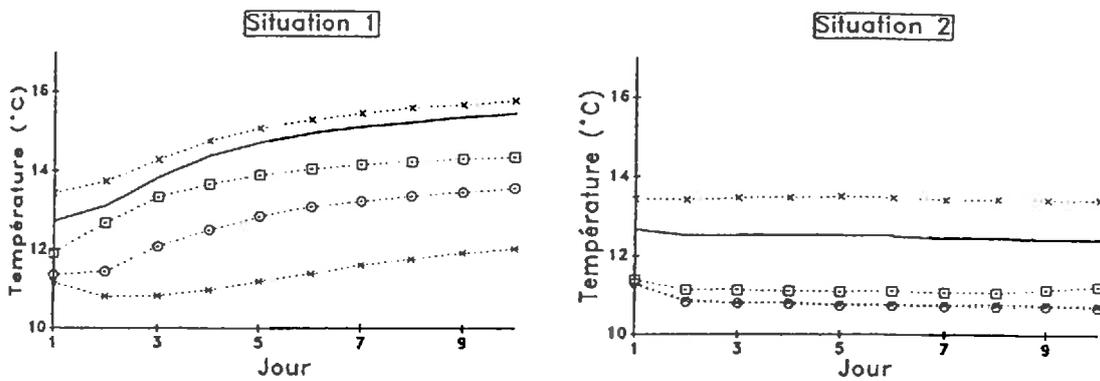


Figure 7 : Evolution de la température à 2 cm de profondeur selon les composantes du climat
 — climat de référence (cf. fig. 3)
 * baisse du rayonnement global
 o baisse de la température
 □ augmentation de la vitesse du vent
 × augmentation de l'humidité relative de l'air

Effet de l'albédo

La figure 8 présente l'évolution de la température à 2 cm de profondeur en fonction de l'albédo de la surface du sol pour un faible et un fort niveau de rayonnement global. Quel que soit le niveau de rayonnement, l'effet de l'albédo est similaire et il est plus marqué dans le cas de la situation 1 que dans la situation 2. L'augmentation de l'albédo de 0.15 à 0.30 entraîne une baisse de la température à 2 cm de profondeur d'environ 2°C dans la situation 1 et d'environ 1°C dans la situation 2. De la même manière que l'effet du rayonnement global était plus faible dans la situation 2 que dans la situation 1, l'effet de l'albédo est moins marqué dans la situation 2 que dans la situation 1.

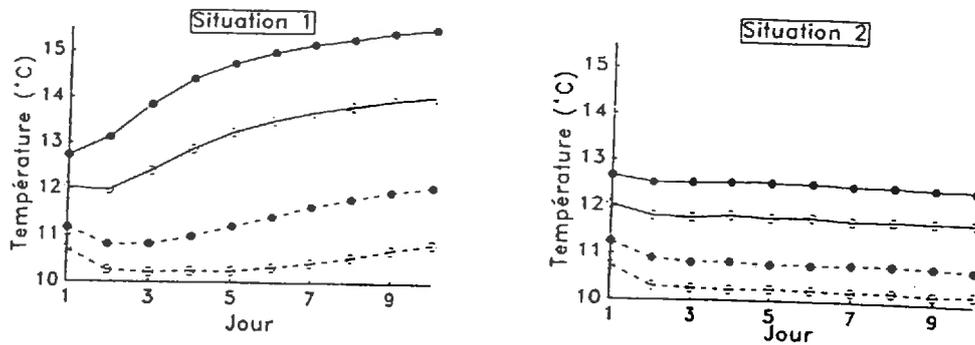


Figure 8 : Evolution de la température à 2 cm de profondeur en fonction de l'albédo de la surface du sol et du niveau de rayonnement dans les situations 1 et 2.

- albédo de 0.15
- albédo de 0.30
- fort niveau de rayonnement global incident (cf. fig. 3)
- faible niveau de rayonnement global incident (cf. fig. 3)

Effet du degré de rappuyage du lit de semences

La figure 9 présente l'évolution de la température à 2 cm de profondeur en fonction de la conductivité thermique des cinq premiers centimètres. L'effet de la conductivité thermique apparaît faible et similaire dans les deux situations : une baisse de la conductivité thermique entraîne une baisse de la température du sol de moins de 0.5°C.

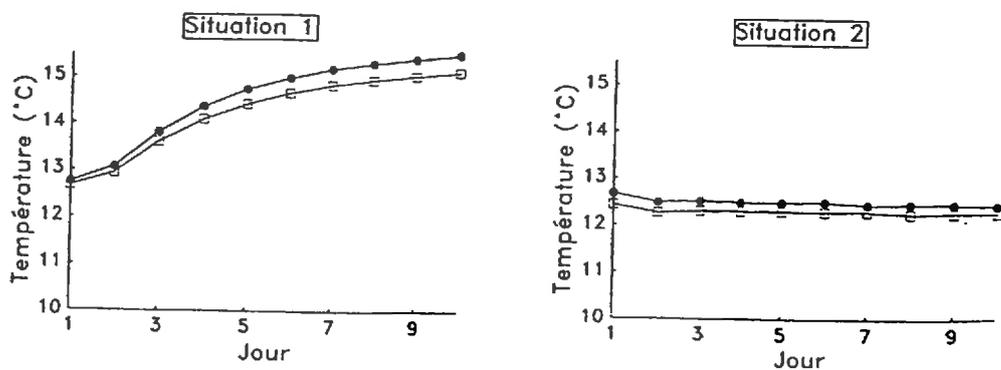


Figure 9 : Evolution de la température à 2 cm de profondeur en fonction de la conductivité thermique des 5 premiers centimètres dans les situations 1 et 2

- conductivité thermique forte
- conductivité thermique faible (réduite de 50%)

DISCUSSION-CONCLUSION

Cette étude visait à hiérarchiser les principaux facteurs déterminant la température du lit de semences. Elle a été basée sur l'utilisation d'un modèle reproduisant l'évolution de la température dans le sol en fonction des caractéristiques du climat et du sol. L'intérêt de cette démarche est la possibilité d'étudier séparément chaque facteur. En effet, au champ, il est difficile à la fois de ne faire varier qu'un facteur à la fois et de maîtriser la gamme de variation du facteur à étudier.

La température du lit de semences dépend avant tout du climat. Les composantes du climat les plus importantes pour la température du lit de semences ont été le rayonnement global et la température de l'air. Les variations de la température de l'air se sont répercutées directement sur la température du lit de semences indépendamment de la vitesse de ressuyage du sol. Au contraire, les variations de rayonnement global ont engendré des modifications de la température du lit de semences d'autant plus importantes que la vitesse de ressuyage du sol était rapide.

La température du lit de semences est aussi fortement dépendante des propriétés hydrodynamiques du sol, propriétés qui déterminent la vitesse de ressuyage du sol. Il y a une relation étroite entre le comportement hydrique du sol et son comportement thermique. Plus la vitesse de ressuyage est rapide, plus la température du lit de semences est élevée. En effet, la rapidité du ressuyage du sol se traduit par un assèchement rapide des premiers centimètres du sol. Cet assèchement de la surface du sol n'est pas liée à une forte évaporation mais à la difficulté qu'a la surface du sol à se réalimenter en eau. Ainsi, le sol qui se ressuie rapidement a un flux d'évaporation faible par rapport à un sol qui se ressuie lentement. Il dispose par conséquent d'une quantité d'énergie plus importante pour réchauffer le sol.

L'albédo est aussi un paramètre important pour la température du lit de semences, notamment lorsque la vitesse de ressuyage du sol est rapide. Comme pour l'effet du rayonnement global, ceci tient au fait que pour le sol à ressuyage lent, une fraction importante du rayonnement incident est de toute façon utilisée pour l'évaporation et n'est donc plus disponible pour réchauffer le sol. Par contre, la conductivité thermique des premiers centimètres du sol ne joue que faiblement sur la température du lit de semences.

Il apparaît donc que ce sont les techniques culturales affectant la vitesse de ressuyage du sol qui ont la plus grande influence sur la température du lit de semences. Lors de la réalisation d'un travail du sol superficiel en vue de la préparation du lit de semences, une discontinuité au sein de la couche labourée est créée. Cette discontinuité peut limiter les remontées d'eau à la surface du sol et favoriser le réchauffement du lit de semences. Cet effet d'un travail du sol superficiel sur le régime hydrique du sol a été clairement mis en évidence en sol de limon moyen lors de l'étude du semis sous couvert (cf. article de G. Richard et al. dans cet ouvrage). Mais il apparaît fortement lié au type de sol. La reprise du labour s'avère donc être

une opération culturale déterminante pour l'évolution ultérieure de la température du sol. Mais il reste maintenant à préciser dans quelles conditions, en fonction du type de sol, doit être effectuée cette reprise du labour : à quelle date par rapport au semis, et sur quelle profondeur sachant qu'il faut trouver un compromis entre réchauffement du lit de semences et dessèchement trop rapide du lit de semences risquant de perturber la germination.

Une autre caractéristique du sol importante pour le réchauffement du lit de semences est l'albédo. Il dépend essentiellement de la couleur de la surface du sol, donc de sa texture, mais aussi de la rugosité du sol. Plus la rugosité du sol est grande, plus l'albédo est faible. Les variations de rugosité de la surface du sol liées à des variations du diamètre des mottes ne semble engendrer des variations d'albédo en valeur absolue que de 1 à 2% (Chen et McKyes, 1993). Par contre, en cas de formation d'une croûte de battance à la surface du sol, l'albédo peut augmenter de 5 à 10% (Itier de Parcevaux, 1974 ; Richard et Cellier, résultats non publiés) ce qui peut engendrer une baisse de la température du sol jusqu'à 1°C par jour. Hormis ces effets sur l'émergence des plantules (cf. article de N. Souty dans cet ouvrage), l'apparition d'une croûte de battance peut donc aussi limiter le réchauffement du lit de semences et c'est un argument supplémentaire pour empêcher ou pour retarder l'apparition d'une croûte de battance à la surface du sol (cf. article de Y. Duval et J. Boiffin dans cet ouvrage).

La conductivité thermique du lit de semences est apparue comme ayant peu de poids sur la température du lit de semences. Fortement dépendante de la masse volumique des premiers centimètres du sol, elle est un des paramètres qui varie selon le degré de rappuyage du lit de semences. En même temps que la conductivité thermique, la capacité calorifique varie aussi en fonction du degré de rappuyage du lit de semences. Cette étude devra donc être complétée par l'analyse des effets de la capacité calorifique sur la température du lit de semences pour juger de l'influence du degré de rappuyage du lit de semences sur son réchauffement.

Enfin, l'influence du stock thermique en fin d'hiver sur la température au printemps n'a pas été pris en compte dans cette étude. Il pourrait varier notamment en fonction de l'état de surface en période hivernale. Il s'agirait d'analyser l'effet de variations imposées de la température en profondeur sur la température du lit de semences au printemps et d'étudier si des variations de l'état de la surface du sol pendant l'hiver jouent sur le stock thermique en fin d'hiver.

Ce type d'étude, basée sur des simulations à l'aide d'un modèle prenant en compte les principaux processus déterminant la température du sol, apparaît donc intéressante à la fois pour mieux analyser, de manière théorique, les relations entre le climat, le type de sol, les techniques culturales et le réchauffement du lit de semences au printemps et aussi pour aider à définir les expérimentations concernant les techniques culturales à mettre en oeuvre sur le terrain.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BOIFFIN J., DURR C., FLEURY A., MARIN LAFLECHE A., MAILLET I., 1992. Analysis of the variability of sugar beet (*Beta Vulgaris* L.) growth during the early stages. I. Influence of various conditions on crop establishment. *Agronomie*, 12, 69-78.
- BUSSIÈRE F., CELLIER P., DORIGNY A., 1992. Estimation de la conductivité thermique d'un sol *in situ* à l'aide d'une sonde à choc thermique. *Agronomie*, 12, 69-78.
- CELLIER P., RICHARD G., ROBIN P., 1994. Influence of soil characteristics on the energy exchanges between a bare soil and the atmosphere. Soumis à *Agricultural and Forest Meteorology*.
- CHANZY A., 1991. *Modélisation simplifiée de l'évaporation d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accessibles par télédétection*. Diplôme de Doctorat, Institut National Agronomique Paris-Grignon, 221 p.
- CHANZY A., BRÜCKLER L., 1993. Significance of soil moisture with respect to daily soil evaporation. *Water Resources and Research*, 29, 1113-1125.
- CHEN Y., McKYES E., 1993. Reflectance of light from the soil surface in relation to tillage practices, crop residues and the growth of corn. *Soil & Tillage Research*, 26, 99-114.
- ITIER B., DE PARCEVAUX S., 1974. Albédo et agriculture. *XIII^{èmes} Journées de l'Hydraulique, Société hydrotechnique de France*, Paris, 1-8.
- MONIN A.S., OBUKHOV A.M., 1954. Dimensionless characteristics of turbulence in surface layer. *Tr. Geofiz. Inst. Akad. Nauk. SSSR*, 24, 119-132.
- PHILIP J.R., DE VRIES D.A., 1957. Moisture movements in porous materials under temperature gradients. *Trans. Ann. Geophys. Union*, 38, 222-232.
- De VRIES, D.A., 1963. Thermal properties of soils. In *Physics of plant environment*, Ed. Van Wijk, Vol. 1, Academic Press, London, 57-109.
- WITONO H., 1988. *Couplage de mesures hyperfréquences en bande C et de modèles de transferts d'eau et de chaleur pour l'estimation du bilan hydrique sur sol nu*. Diplôme de Doctorat, Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes, 265 p.
- WITONO H., BRÜCKLER L., 1989. Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water transport modelling. *Water Resources and Research*, 25, 2423-2435

Partition of sensible heat fluxes into bare soil and the atmosphere

P. Cellier ^{a,*}, G. Richard ^b, P. Robin ^c

^a *Institut National de la Recherche Agronomique, Unité de Bioclimatologie, F-78850 Thiverval-Grignon, France*

^b *Institut National de la Recherche Agronomique, Unité d'Agronomie, rue Fernand Christ, F-02007 Laon Cedex, France*

^c *Institut National de la Recherche Agronomique, Laboratoire de Bioclimatologie, 65 rue de Saint Briec, F-35042 Rennes Cedex, France*

Received 28 June 1995; accepted 30 November 1995

Abstract

Energy exchanges between a bare soil and the atmosphere depend on both soil parameters and meteorological conditions. The present work has been designed to describe the sensible heat partition between soil and the atmosphere, and to develop simple methods for calculating soil heat flux from soil properties and meteorological data. The relative influences of soil properties and meteorological conditions on the soil energy balance were determined in three fields during sugar beet establishment (April–May) in Northern France in 1991. The three soils differed in their texture (sandy loam, loamy and chalky soils), and consequently in albedo, thermal and hydraulic properties. Soil heat fluxes were estimated by the heat storage method using soil temperature, water content and bulk density measured between soil surface and 0.5 m. Soil heat capacity was estimated from the soil water content and bulk density. Soil thermal conductivity was determined from measurements of soil heat flux and temperature gradients. Atmospheric sensible heat flux was estimated by a two levels aerodynamic method. Solar and net radiations were measured continuously.

Meteorological conditions and soil properties variations induced different magnitude of soil and atmospheric sensible heat fluxes. Diurnal soil heat fluxes varied with soil thermal conductivity and atmospheric heat fluxes varied with albedo. The daily ratios of soil heat flux and atmospheric sensible heat flux to net radiation, like that of soil to atmospheric sensible heat flux,

Corresponding author.

were not constant. They were a function of wind speed at daily time scale. To calculate hourly soil heat fluxes, a simple sinusoidal function was introduced to account for the phase shift between soil heat flux and net radiation or atmospheric sensible heat flux. The hourly soil heat flux was then calculated as the product of its diurnal ratio to net radiation, that can be estimated from wind speed measurements, by the sinusoidal function. This provided calculations of the soil heat flux with a satisfactory accuracy for soils where the surface is dry, and where there is little evaporation.

1. Introduction

The soil is not covered with vegetation for a large part of the year, especially in autumn just after harvest or in spring before sowing in agricultural fields, or for the whole year in desert or sparse crops. Soil is then directly exposed to meteorological factors, including solar radiation, rain and wind. The energy and mass exchanges between a bare soil and the atmosphere are quite different from those of a fully developed canopy. Evaporation is rapidly limited by a thin dry layer (self-mulching) which tends to prevent evaporation (Idso et al., 1974; Fuchs and Tanner, 1975; Kondo et al., 1990, 1992). The soil heat flux can reach several tens of percent of net radiation over a bare soil (Fuchs and Hadas, 1972; Idso et al., 1975b), while it is usually a minor term in the energy balance of a vegetated surface.

Both soil temperature and energy exchanges between the soil and the atmosphere are likely to be affected by the soil properties. Albedo is generally considered to be a major source of variation in the energy balance (Itier and de Parcevaux, 1974; Idso et al., 1975a; Brutsaert, 1982), as it directly modifies the input of solar radiation at the soil surface. Other sources of variation are the soil thermal and hydraulic properties, and soil roughness (Ten Berge and Stroosnijder, 1987; Richard et al., 1994). But meteorological conditions also affect the equilibrium between the different fluxes of the energy balance at the soil surface. For example, an increase in soil surface temperature due to greater solar radiation, increases the sensible heat fluxes into both the soil and the atmosphere (Garratt, 1992). Similarly, an increase in soil water content following rain increases not only the thermal conductivity and heat capacity, but also the fraction of net radiation released by evaporation (Fuchs and Hadas, 1972; Idso et al., 1975b).

A good knowledge of bare soil thermal balance is extremely important for studying several aspects of crop production, including soil temperature during early plant growth (Boiffin et al., 1992) and for parameterizing the other terms of the energy balance at the soil surface (Bhumralkar, 1975; Deardorff, 1978; Berkowicz and Prahm, 1982; Piku, 1991). In such models, soil heat flux is expressed as simply as possible because information on soil is generally difficult to collect. Their results cannot generally be extended to other soil conditions or locations. Consequently, there is a need to determine simple expressions for parameterizing the soil heat flux.

The present work has been designed to describe the sensible heat partition between soil and atmosphere, and to develop simple methods for calculating soil heat flux from soil properties and meteorological data. Evaporation from bare soil was not investigated since this has been done recently (Kondo et al., 1990, 1992; Braud et al., 1993).

2. Methods

2.1. Energy balance of a bare soil

The energy exchanges between a soil and the atmosphere can be investigated by analysing its energy balance:

$$R_n = G + H + \lambda E \quad (1)$$

where R_n is net radiation, G is the soil heat flux, H is the atmospheric sensible heat flux towards the atmosphere and λE the latent heat or evaporation flux.

Net radiation can itself be broken down into four terms referring to either solar or thermal radiation:

$$R_n = (1 - a) R_s + \epsilon' R_a - \epsilon \sigma T_o^4 \quad (2)$$

R_s and R_a are the solar (short wave) and atmospheric (long wave) radiation, a is the soil albedo, ϵ' and ϵ are the soil emissivities for absorption and emission of long wave radiation, σ is the Stephan–Boltzman constant ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) and T_o is the soil surface temperature. ϵ' and ϵ are generally considered to be equal (Brutsaert, 1982). Soil albedo, the reflected fraction of incident solar radiation is between 0.10 and 0.35 for most soils (Itier and de Parcevaux, 1974; Brutsaert, 1982). It depends on the soil type, on the soil water content and surface roughness.

Assuming that the heat transfer in soil is only the result of conduction, the soil heat flux G can be written as:

$$G = -k_s (\partial T / \partial z)_o \quad (3)$$

where $(\partial T / \partial z)_o$ is the vertical soil temperature gradient at the soil surface, and z the depth in the soil. The soil apparent thermal conductivity, k_s ($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) depends on the soil texture, bulk density and water content (de Vries, 1963; Bussi ere et al., 1992).

In the lowest atmospheric layers, the so-called surface layer, the atmospheric sensible heat flux H can be considered as constant with height. It can be written, according to flux-gradient theory, as:

$$H = -\rho c_p K_h(z) (\partial T / \partial z)_z \quad (4)$$

where ρ is the air density (kg m^{-3}), c_p the air specific heat (J kg^{-1}), z the height above the soil surface (m) and dT/dz the vertical air temperature gradient (K m^{-1}). K_h , the turbulent diffusivity depends on the wind and temperature vertical gradients. It is greatly modified by the stability of the near-surface atmospheric layers (Thom, 1975):

$$K_h(z) = k^2 z^2 \frac{\partial u}{\partial z} (\phi_m \phi_h)^{-1} \quad (5a)$$

where k is the von K arm an constant ($k = 0.40$), z is the height above the soil surface and du/dz is the vertical wind speed gradient. ϕ_m and ϕ_h are stability functions accounting for the buoyancy effects on turbulent transfers (Thom, 1975). Free convec-

tion often becomes the dominant process of convective transfer over bare dry soils, and K_h can be expressed as a function of the temperature gradient alone (Crawford, 1965):

$$K_h(z) = \left(\frac{g}{T}\right)^{1/2} (-\partial T/\partial z)^{1/2} \quad (5b)$$

where g is the acceleration of gravity (m s^{-2}), and T is air temperature (K) at height z .

In order to estimate H from data collected at a single level, z_a , Eq. (4) is often expressed in a simpler way as an integrated form between soil surface and a reference level in the atmosphere z_a :

$$H = -\rho c_p K_a (T_a - T_{oh}) / (z_a - z_{oh}) \quad (6)$$

where T_a and T_{oh} are the air temperatures at levels z_a and z_{oh} , z_{oh} being the roughness length for heat transfer. The reference level, z_a is generally the height where the meteorological data were collected, and T_{oh} is often considered to be the surface temperature, T_s . K_a is obtained by integrating Eq. (5a) between z_{oh} and z_a .

In a simpler way, H can also be expressed in a drag coefficient form (Priestley, 1959; Carson, 1982):

$$H = -\rho c_p C_d u (T_a - T_s) \quad (7)$$

where C_d is a drag coefficient, and u is the wind speed at a reference level.

Evaporation λE mainly depends on the soil surface wetness (Fuchs et al., 1969; Kondo et al., 1990). Several experiments have shown that it is a major term in the energy balance of a bare soil surface just after rain, but that it rapidly decreases after a few days or so (Idso et al., 1974; Fuchs and Tanner, 1975; Kondo et al., 1992). This behaviour is usually parameterized by a surface resistance which increases, or a relative humidity which decreases, as the soil surface dries (Kondo et al., 1990; Braud et al., 1993).

2.2. Modelling soil and atmospheric sensible heat fluxes

The fluxes of the soil surface energy balance may be compared by their absolute value and by their time shift on an hourly time scale. In modelling energy and mass transfers at the soil surface, the sensible heat fluxes are calculated by various ways with different levels of complexity (Carson, 1982; Berkowicz and Prahm, 1982; Pikul, 1991). The next section briefly examines the different ways of calculating sensible heat fluxes in meteorological or evaporation models.

2.2.1. Flux magnitudes

Soil heat flux can be calculated using a precise description of heat and mass transfers in the soil. Heat and water transfer equations are solved using a numerical model. For atmospheric modelling, the soil heat flux is generally described much more simply. The simplest way is to assume $G = 0$. This can be done for simulating fluxes over large time intervals because G over a day is approximately zero, or under dense canopies. G is also often expressed as a fraction of net radiation:

$$G = \alpha_R R_n \quad (8a)$$

Idso et al. (1975b) obtained values between 0.22 and 0.51 for α_R on going from wet to dry conditions, while Fuchs and Hadas (1972) found no clear variation in this ratio as a function of soil wetness. Day-time ratios G/R_n are generally between 0.1 and 0.5 (Fuchs and Hadas, 1972; Idso et al., 1975b), while it may be close to unity at night.

Berkowicz and Prahm (1982) suggested expressing G as a fraction of H , assuming that both sensible heat fluxes behave similarly, as they are closely coupled through the soil surface temperature:

$$G = \alpha_H H \quad (8b)$$

For α_H , they proposed a ratio of 0.33, but quoted a range of 0.33–1.0 from their experimental data. This variability is probably due to differing meteorological conditions and soil wetness.

To calculate G , Bhumralkar (1975) analysed the so-called 'force restore' method, based on an analytical solution of the heat diffusion equation under periodic variations of surface temperature. It requires the soil thermal conductivity and soil heat capacity to be known. The force restore method is widely employed in models that require a simple but realistic description of soil heat flux.

Using drag coefficients (Eq. (7)) is the simplest way to calculate H (Carson, 1982). They can be taken as constants or expressed according to the neutral logarithmic profile equation. More sophisticated approaches use the flux-gradient relationships (Dyer and Hicks, 1970) including the influence of buoyancy forces. Using Eqs. (6–7) requires measurements of wind speed and air temperature at a reference level, and the soil surface temperature is determined by an energy balance at the soil surface (Eq. (1)).

On a daily basis, the ratio of soil to atmospheric sensible heat flux can be estimated using the soil and atmospheric thermal admittances. This concept, proposed by Lettau (1951) and Priestley (1959), and developed later by Novak (1986), is based on an analogy with conductive transfer. A harmonic source of energy available at the interface between two media of different thermal properties is partitioned over half a period according to the ratio of their thermal admittances:

$$F_1/F_2 = (k_1 C_1)^{1/2} / (k_2 C_2)^{1/2} \quad (9)$$

where F_i is the heat flux, and k_i and C_i are the thermal conductivity and heat capacity of the medium i . This can be applied to the energy stored in the soil and the atmosphere between sunrise and sunset, when the surface temperature change is approximately sinusoidal. The 'thermal conductivity' of the atmosphere can be calculated by analogy with conduction, as the product of the turbulent diffusivity, K_h , and the air volumetric heat capacity, ρc_p :

$$G/H = (k_s C_s)^{1/2} / (\rho^2 c_p^2 K_h)^{1/2} \quad (10)$$

This approach accounts for the relative effects of soil and meteorological conditions through k_s , C_s and K_h . It is however difficult to decide the best level at which to estimate these thermal properties: in the lowest atmospheric layers, K_h is roughly proportional to height, when ρ and c_p are nearly constant, and in the soil both k_s and C_s generally increase with depth, owing to the density and water content profiles. Hence,

the ratio given by Eq. (10) can only be a relative value depending on the level where the parameters are estimated. Novak (1986) emphasized that they should be estimated close to the soil surface.

2.2.2. Phase shifts between fluxes

While the surface temperature generally reaches its maximum after solar and net radiations, the soil heat flux usually peaks several hours before (Lettau, 1951; Fuchs and Hadas, 1972). A simple analytical solution of the heat conduction equation, assuming constant temperature in depth and a sine-wave temperature change at the soil surface, applied to an homogeneous soil, shows that the soil heat flux is maximum $\pi/4$ before surface temperature, which is 3 h for a diurnal temperature wave (Van Wijk and de Vries, 1963). This advance of soil heat flux is generally observed under day-time conditions, when solar radiation is approximately sinusoidal, but the phase shift may vary according to the soil conditions (vertical heterogeneity of soil thermal properties) and to the flux values, with particular reference to evaporation (Lettau, 1951; Priestley, 1959; Novak, 1986). Priestley (1959) quoted shifts of about 1 and 2 h under wet and dry conditions. Neglecting this phase shift, i.e. assuming a constant flux ratio, would underestimate the soil heat flux in the morning and overestimate it in the afternoon. This can induce systematic errors of 20% in the soil heat flux. Thus estimating flux ratio at hourly intervals is not straightforward, as it must account for both the average daily ratio and the phase shift.

3. Experiment

3.1. Experimental sites

The energy exchanges between a bare soil and the atmosphere were investigated in three contrasted fields during sugar beet establishment, near Laon (49°34' N, 3°38' E) in France in the spring of 1991. The three soil types were a loamy soil with a low albedo, a sandy loam soil with medium albedo, and a chalky soil with a high albedo (see Table 1). The energy exchanges were compared in conditions as similar as possible. The fields were ploughed before winter, and the seedbeds were prepared by conventional techniques on April 8 and 9, giving thus similar soil surface roughnesses. The sensors were placed just after sowing. The maximum distance between sites was 30 km, in a region of smooth topography. The three fields were thus in the same climatic region, and exposed to similar meteorological conditions on a daily time scale.

The selected experimental fields were large enough to apply micrometeorological methods: the minimum fetch was 200 m, and in most situations and wind directions, the neighbouring fields were similar.

3.2. Measurements

3.2.1. Soil properties

Soil bulk density profiles were determined with a gamma-ray probe during the experimental period (Table 1). Soil water content was estimated gravimetrically for thin

Table 1
Physical properties of the three experimental field soils. 'Wet' and 'dry' conditions are defined by water potentials of 0.01 and 1.5 MPa

Location	Texture	Clay (%)	Loam (%)	Sand (%)	Calcareous (%)	Albedo	
						wet	dry
Athies	Sandy loam	7.5	20.2	72.3	9.0	0.10	0.25
Barenton	Loamy	23.5	47.0	29.0	6.9	0.09	0.18
Amifontaine	Chalky	25.0	51.5	23.5	52.4	0.15	0.31

Location		Bulk density (g cm ⁻³)	Water content (kg kg ⁻¹)		Volumetric heat capacity (MJ m ⁻³ K ⁻¹)	
			dry	wet	dry	wet
			Athies	0–5 cm	1.25	0.042
	10–20 cm	1.50			–	2.30
Barenton	0–5 cm	1.20	0.097	0.219	0.90	1.80
	10–20 cm	1.30			–	2.30
Amifontaine	0–5 cm	1.15	0.104	0.220	1.00	1.70
	10–20 cm	1.25			–	2.20

layers (0–5, 5–20, 20–50, 50–100, 100–150, 150–200, 200–300, 300–500 mm) about twice a week, depending on the occurrence of rain.

Soil bulk density and water content profiles were used to determine the soil heat capacity at different depths by the simple method described by de Vries (1963). Each profile was fitted using a cubic polynomial equation to obtain water contents and densities at the same levels as temperature. The apparent thermal conductivity was calculated from the soil temperature gradient and the heat flux by inverting Eq. (3). Average values from night-time temperature profiles were used, as the fluxes are more steady during the night than during the day, owing to the steady net radiation. Large errors were avoided by selecting the data sets for which the soil heat flux and temperature differences between the surface and 20 mm depth were large (more than 50 W m⁻² and 1 K, respectively).

3.2.2. Micrometeorological variables and fluxes

The three dominant terms in the energy balance equation (Eq. (1)) were estimated separately (Fig. 1). Net radiation was measured using a type S1 Swissteco (Oberriet, Switzerland) net radiometer.

The soil heat flux, G was estimated by the calorimetric method, using the formula:

$$G = G_d + \int_0^{z_d} C(z) (\partial T / \partial t)_z dz \quad (11)$$

where G_d is the soil heat flux at a depth z_d where it is much less than G , $C(z)$ is the volumetric soil heat capacity (J m⁻³ K⁻¹) and $(dT/dt)_z$ the soil temperature change with time at depth z . Soil temperature was measured at 6 depths: 0, 20, 50, 100, 200 and 500 mm using copper–constantan thermocouples (AWG 24) sampled at several points

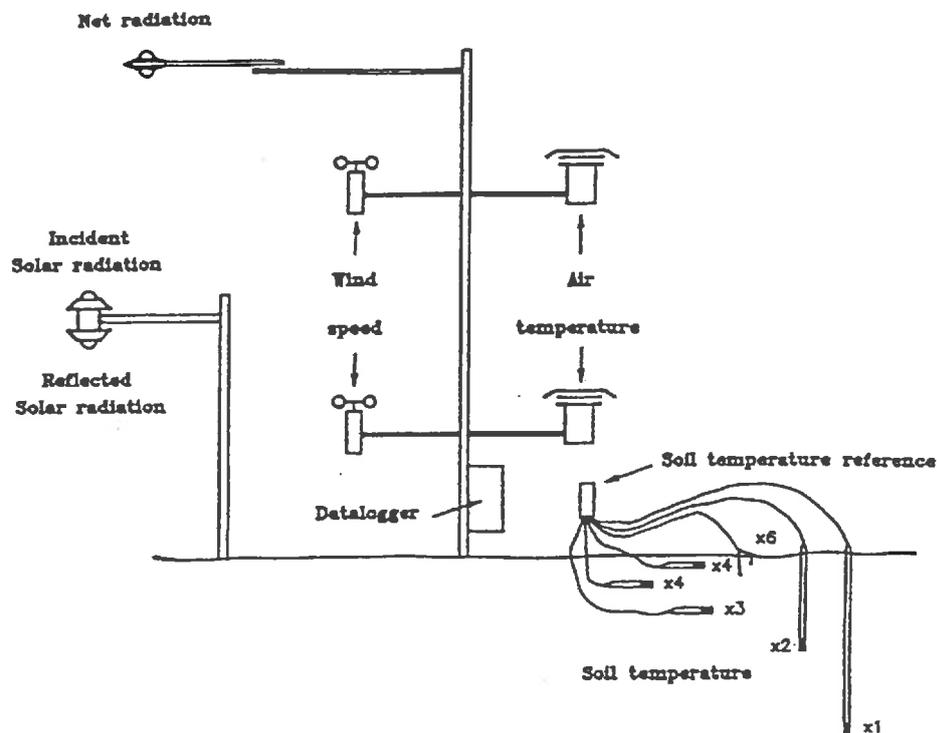


Fig. 1. Diagram of the experimental system.

depending on the depth. The thermocouples used to measure surface temperature were held on the soil surface with a thin plastic stem, and coated with mud at the time of installation, to give them optical properties similar to the surrounding soil (Ham and Senock, 1992). The thermocouples inserted in the soil were placed inside 25×5 mm stainless steel tubes (Berard and Thurtell, 1990). The depth z_d was taken as the arithmetic mean of the two lowest measurement layers (350 mm), and G_d was calculated from Eq. (3), using the soil temperatures at 200 and 500 mm, and a soil thermal conductivity of $1.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

The sensible heat flux to the atmosphere, H , was estimated by a simplified aerodynamic method (Itier et al., 1985). It included stability corrections (Eqs. (4) and (5a)) and used a free convection expression (Eq. (5b)) when the Richardson number was below -0.30 (Crawford, 1965; Itier et al., 1985). Air temperature and wind speed were measured at two heights above the soil surface, 0.65 m and 1.65 m. Wind speed was measured with cup anemometers (MCB, Courbevoie, France) and air temperature with copper–constantan thermocouples placed inside ventilated radiation screens.

Evaporation, λE , was estimated as the residual term of the energy balance equation (Eq. (1)).

Incident and reflected solar radiation were measured using either CM6 pyranometer (Kipp and Zonen, Delft, Holland) or simple silicium cells (Chartier et al., 1989). They

were used either to estimate the solar radiation input, or to calculate soil albedo at the three experimental sites. Rainfall was also measured on each site every minute with a tipping bucket rain gauge (Précis Mécanique, Bezons, France) with 0.2 mm per tip.

All these measurements were recorded every 5 seconds by a CR10 datalogger with a multiplexer (Campbell Scientific Ltd., Shepshed, UK) and averaged over 30-min intervals.

4. Results and discussion

4.1. Meteorological conditions during the experimental period

The daily averages of solar radiation, air temperature and humidity and wind speed are shown in Fig. 2. The meteorological conditions varied considerably. Solar radiation ranged from 6.6 to 21.5 MJ m⁻² day⁻¹ and air temperature from 2.9 to 16.1°C, while the difference between air temperature and dew point went from 1.6 K on a rainy day to 11.3 K on a dry one, giving a wide range of vapour pressure deficits (from 145 to 1460 Pa). The wind varied from light (1.2 m s⁻¹) to strong (5.6 m s⁻¹) wind conditions, and there were rainy and dry periods. These conditions induced a wide variation in radiation, evaporation and sensible heat fluxes.

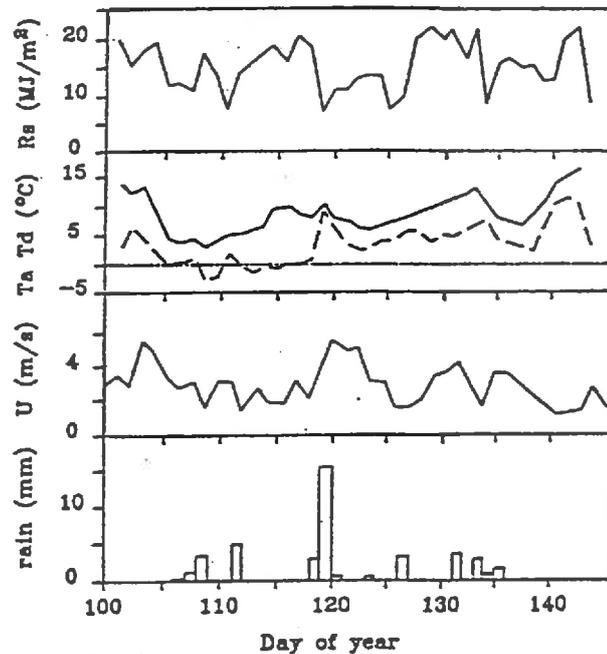


Fig. 2. Daily averages of solar radiation (R_s), air temperature (T_a = continuous line) and dew point (T_d = dashed line), wind speed (U) and rainfall measured over the chalky soil during the experiment.

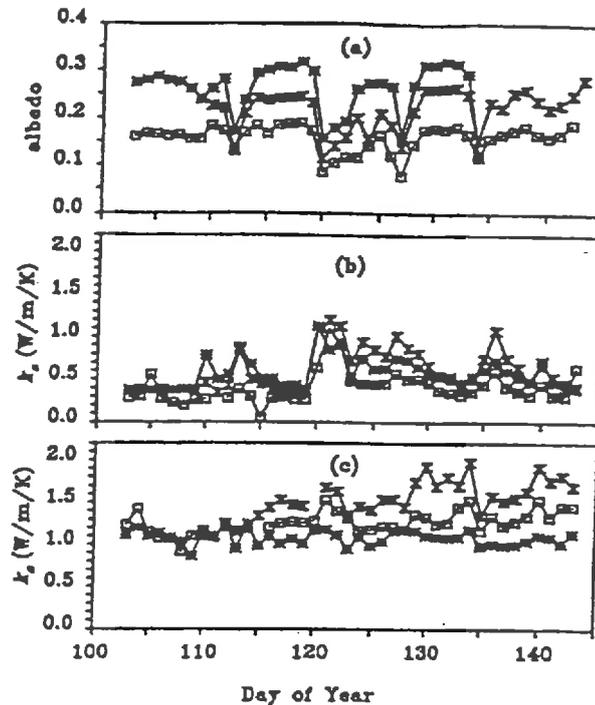


Fig. 3. Time dependence of daily albedo (a) and thermal conductivity at the soil surface (b), and 5–10 cm below the soil surface (c) on the three experiment fields (Δ : sandy loam soil; \square : loamy soil; \times : chalky soil).

The differences between meteorological data for the three locations were quite small, with average differences of $1.2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ for solar radiation, 0.4 K and 0.1 K for air temperature and dew point, and 0.4 m s^{-1} for wind speed. These are just greater than the precision of the sensors, and were also due to differences in local meteorological conditions.

4.2. Soil properties

The daily changes in albedo clearly showed rapid decreases on rainy days. The albedo was between 0.15 and 0.31 on clear days and 0.08 and 0.20 on rainy days (Fig. 3(a)). It decreased much more over the chalky soil after rain. It increased very rapidly after the end of rain on all three soils, to reach the higher value one or two days later during fine weather days (113–114, 127–128 or 135–136).

The sandy loam soil was the densest, and the chalky soil had a relatively low bulk density in the first 5 cm below the soil surface (Table 1). While the loamy and chalky soil water contents were quite similar under dry and wet conditions, that of the sandy soil was about $3/4$ of the loam under wet conditions and less than half under dry conditions. This induced significant differences in the soil heat capacities. They were lower near the surface of the sandy loam soil, owing to its lower water content, but they

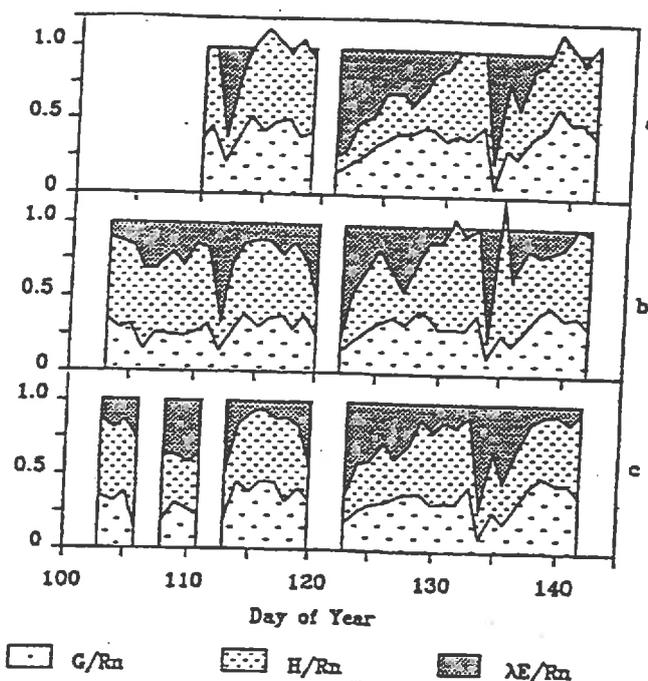


Fig. 4. Cumulated fraction of net radiation into soil heat flux, atmospheric sensible heat flux and evaporation over the three experimental fields: (a) sandy loam soil, (b) loamy soil, (c) chalky soil.

were similar in depth for all soils: the lower water content of the sandy loam soil was balanced by its higher density (Table 1).

In Fig. 3(b) and (c) are shown the thermal conductivities estimated close to the soil surface (between soil surface and 20 mm depth) and deeper (between 50 and 100 mm). As for albedo, there was an abrupt change in thermal conductivity near the soil surface just after rain (from $0.3\text{--}0.5\text{ W m}^{-1}\text{ K}^{-1}$ before rain to $1.2\text{--}1.5\text{ W m}^{-1}\text{ K}^{-1}$ after). These thermal conductivities are in the range of published values (de Vries, 1963; Bussi re et al., 1992). Thermal conductivities at the soil surface were low under dry conditions ($0.3\text{--}0.4\text{ W m}^{-1}\text{ K}^{-1}$). They increased after the heavy rain on day 120. The sandy loam soil had the highest values and the loamy soil the lowest. The sandy loam deep soil conductivities were still the highest, while the chalky soil conductivities were the lowest.

4.3. Comparison of fluxes between locations

4.3.1. Energy balance components

The flux measurements made at the three sites were checked by plotting the daily ratio of the fluxes to net radiation (Fig. 4(a)–(c)). As the soil heat flux is almost nil over a 24-h period and there is a large difference in energy transfer processes between night and day (mainly due to atmospheric stability), only averages calculated over the

day-time period (7 a.m. to 5 p.m.) were used. These averages did not include the negative soil heat fluxes that generally occur one or two hours before sunset, while net radiation and atmospheric sensible heat flux remain positive later. The missing data correspond to rainy days or measurement problems.

As we had no independent measurement of evaporation, it could only be estimated as the residual. From Fig. 4(a)–(c), it appears that the variation in evaporation is realistic. The change in evaporation after a rain was large. It was about 75% of net radiation the day following rainfall in all locations, but it decreased rapidly down to about 5–10% of R_n . It seemed to be lower over the sandy soil (Fig. 4(a)), which would imply more efficient mulching on these soils. The atmospheric sensible heat flux responded much more to changes in evaporation than the soil heat flux. It ranges from 5% of R_n on rainy days to 70% on dry days, while the soil heat flux varied only from 10 to 50%, with most points within the range 20–40%.

The sum $G + H$ was greater than R_n on only a few days by about 10%, especially over the sandy soil, where evaporation was lower. With fluxes estimated in the same way, Braud et al. (1993) concluded that the evaporation error was about 40 W m^{-2} . In our case the error in the sensible heat flux might well be larger, as the levels were much closer to one another. Thus the negative values of evaporation are within the range of experimental errors.

4.3.2. Hourly energy fluxes

The daily trends of the energy fluxes for the three experimental fields during two successive days are shown in Fig. 5. The solar radiation fluctuated during the first day, while the second day was fine with a steady change in solar radiation. These two days

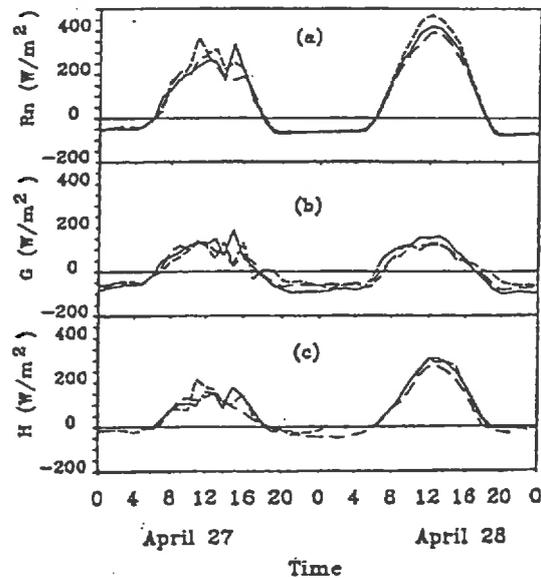


Fig. 5. Daily pattern of energy fluxes over the three experimental fields on 27 and 28 April, 1991 (—: sandy loam soil; ---: loamy soil; - · - ·: chalky soil) (a) net radiation, R_n , (b) soil heat flux, G , (c) atmospheric sensible heat flux, H .

had high radiative input, resulting in large sensible heat fluxes into the soil and the atmosphere. Net radiation was clearly different (Fig. 5(a)) mainly due to differences in albedo.

The soil heat flux over the sandy loam soil was highest during day and lowest at night (10–20%). There was also a phase shift: it became positive in the morning and negative in the afternoon sooner than for the two other soils, about one hour before the loamy soil. This may have been due to the larger thermal conductivity of this soil (Fig. 3(b)), which made it respond more rapidly to the daily change in solar radiation. On the contrary, despite large differences in albedo, the soil heat fluxes of the loamy and the chalky soils were quite similar (Fig. 5(b)).

The sensible heat flux was clearly the largest term in the energy balance apart from net radiation (Fig. 5(c)). It was about twice as large as the soil heat flux on the second day. The sensible heat flux over the chalky soil (highest albedo) was lower on both days, while the fluxes at the two other locations were quite similar. The difference in short-wave radiation balance seemed to be dissipated into sensible heat towards the atmosphere rather than into the soil. The abrupt increase in net radiation that occurred near 11 a.m. on the first day over the loamy soil, induced a large increase in the sensible heat flux in the atmosphere, while the soil heat flux was unchanged. A similar increase in net radiation over the sandy loam soil, at about 3 p.m., was transmitted to both the soil and atmospheric sensible heat fluxes. The relative efficiencies of energy transfer to the soil and to the atmosphere will be discussed later. Some of the difference between the fluxes was also due to differences in the wind, especially during the night.

Evaporation was the smallest term of the energy balance equation in every situation (average between 0 and 50 W m^{-2} on the diurnal period). The last rain (3–5 mm) had occurred 5 days earlier.

4.4. Partition of available energy between the soil and the atmosphere between sunrise and sunset

4.4.1. Estimating the daily sensible heat fluxes

It is difficult to compare hourly fluxes at different locations because of slight differences in the meteorological conditions and phase shifts between fluxes. More, transfers through the soil and the atmosphere have very different time constants. We therefore compared fluxes averaged over the day-time period, either the different fluxes in the energy balance Eq. (1) for a single site, or the same flux on the three sites. The averaging period was the one defined above (7 a.m. to 5 p.m.).

The main factor that drives the soil and atmospheric sensible heat fluxes is the amount of available energy, mostly determined by solar radiation. We therefore compared the sensible heat fluxes in the soil and the atmosphere to net radiation, using the averages calculated over the day-time period defined above. To focus on the equilibrium between sensible heat fluxes, this analysis was limited to the days when evaporation was less than 20% of net radiation over the chalky soil (which had the lowest net radiation). The ranges of observed net radiation and top-soil moisture content at this period of the year were at their largest, so that the observed trends may be considered as representative of the thermal behaviour of these soils, when the surface is dry.

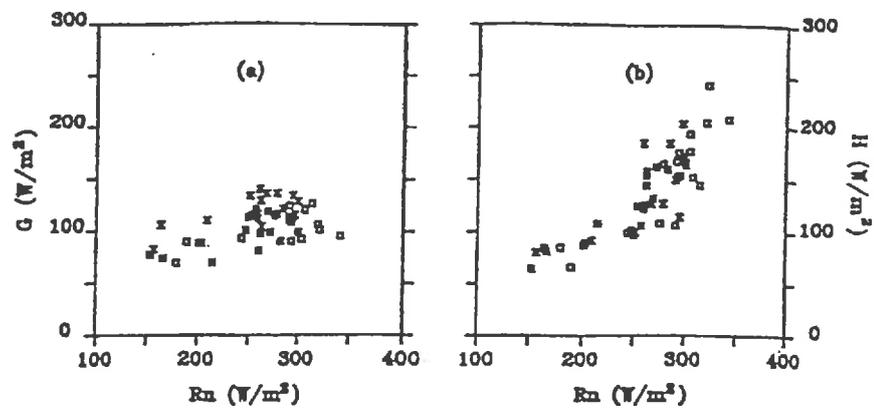


Fig. 6. Soil heat flux (a) and atmospheric sensible heat flux (b) compared to net radiation for the experimental field. Each point is a day-time average (7 a.m. to 5 p.m.) (same legend as Fig. 3).

The relationship between net radiation and soil heat flux is roughly linear for all with very similar slopes (Fig. 6a). The classification of average G correlated with surface thermal conductivities (Fig. 3), confirming that thermal properties g influenced hourly soil heat fluxes. The offset of the relation between G and R_n in three situations is significantly different from zero (Table 2). It shows that, even daily values, the soil heat flux cannot be considered to be proportional to net radiation. The G/R_n ratio is larger at low net radiation, i.e. less than 250 W m^{-2} , (40–50% at high net radiation (30–40%).

For low net radiation ($< 250 \text{ W m}^{-2}$), the slopes of the relationship between atmospheric sensible heat flux and net radiation are similar to that of the soil heat flux. However, the slopes increase and the data are more scattered when net radiation is high (Fig. 6(b)). The overall relationship is more quadratic than linear. This shape can be interpreted theoretically by considering the change in soil and atmospheric fluxes: an abrupt increase in surface temperature following a change in solar radiation:

Table 2
Relationships between fluxes averaged over the day-time period

Soil type		Sandy loam	Loamy	Chalky	3 locations combined
$G = \alpha R_n + \beta$	α	0.22	0.17	0.23	
	β	63	53	40	
	r^2	0.39	0.26	0.39	
$G/R_n = \alpha V + b$	α	-0.059	-0.044	-0.048	-0.054
	β	0.64	0.50	0.57	0.57
	r^2	0.74	0.79	0.86	0.60
$G/H = \alpha/V^{1/2}$	α	1.47	1.25	1.37	1.36
	r^2	0.62	0.69	0.85	0.68

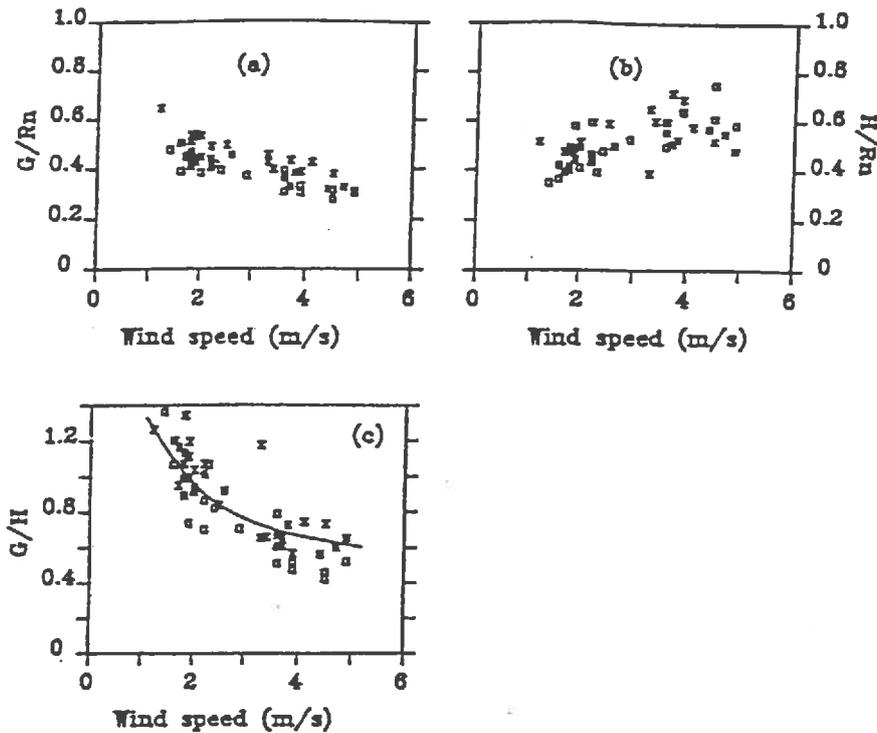


Fig. 7. Relationships between the wind speed and the ratios (G/R_n (a), H/R_n (b) and G/H (c) over the three experimental fields (same legend as Fig. 3).

increase in surface temperature rapid enough not to change deep soil temperature or air temperature at screen level will increase the soil heat flux proportionally, according to Eq. (3). But the atmospheric sensible heat flux will increase more rapidly by $-dT/dz^{3/2}$ (Eqs. (4) and (5b)). Under unstable conditions, convection is more efficient at transferring sensible heat from a strong radiative input, and its time constant is much shorter than that of soil heat flux. As evaporation is limited by self-mulching under strong radiative input (Idso et al., 1974; Berkowicz and Prahm, 1982), the sensible heat flux accounts for most of the change induced by increasing radiation. This agrees with previous observations that differences in albedo result in differences in atmospheric sensible heat flux rather than soil heat flux. This, together with the low values of the near-surface thermal properties, limits the soil heat flux.

The relative partition of net radiation between the soil heat flux and atmospheric sensible heat flux, when evaporation is low, will mainly be driven by the variables that determine the larger flux, i.e. atmospheric sensible heat flux. Then, in Fig. 7 are plotted the ratio G/R_n , H/R_n and G/H as a function of average wind speed measured over the same time period. G/R_n fairly decreased as a function of wind speed. The linear decrease in G/R_n with wind speed is logical as G/R_n can be written as $G/R_n = 1 - H/R_n$ if there is no evaporation, and K_n can be expressed as the product of wind speed

by a constant drag coefficient (Eqs. (4) and (7)). The coefficients of this relation obtained by least squares fit are given in Table 2. The slopes are positive but can be distinguished. It shows that the soil heat flux is heavily dependent on meteorological conditions, including both solar radiation and wind speed. There is nevertheless a difference between soil heat flux averages: the average G/R_n ratios were larger for sandy loam soil, and similar for the two others. But, the absolute values of soil heat fluxes were lower for the chalky soil than for the loamy soil (Fig. 6(a)). This similarity of the ratio G/R_n over the chalky and loamy soils is then due to the lower net radiation over the chalky soil, resulting from its higher albedo.

The relationship between H/R_n and wind speed is clearly increasing, but much more scattered. This could be due to various factors:

1. the overall variation in H is larger than that of G (Fig. 6(a) and (b)),
2. H also depends greatly on the vertical temperature gradient and the radiation balance (and Fig. 6), and
3. an increase in wind speed also increases evaporation by convection.

Like G/R_n , G/H decreases with wind speed, but the different soils are less distinguished here. This is in contradiction to a partition of net radiation into sensible heat because a larger G , as in Fig. 6(a) for the sandy soil, should induce a lower H , and a higher ratio G/H . This behaviour is probably due to the lower evaporation over sandy soil (Fig. 4). Even under dry conditions, the water balance greatly alters the thermal behaviour of bare soils. As K_h is roughly proportional to wind speed (Eqs. (6) and (7)), the relationship between G/H and wind speed (Eq. (9)) can be written:

$$G/H = \alpha/U^{1/2}$$

From Eq. (9), the numerator α should depend on soil thermal properties. Table 2 gives the α values for each soil. They are consistent with the values calculated from Eq. (9) using the thermal properties given in Table 1 and K_h calculated from Eq. (7). Considering neutral conditions (i.e. with $(\phi_m \phi_h)^{-1} = 1$), they range from 0.9 under dry conditions, and 2.0 to 2.2 under wet conditions. The classification of α values is the same as that of the α -values determined from Eq. (12) and given in Table 2. The difference between extremes is less than 10%. So for practical purposes, it is possible to use an average obtained by combining all these sets of data. Its value is given in the last column of Table 2. The corresponding curve is plotted in Fig. 7(c).

Table 3
Relationships between hourly fluxes

Soil type		Sandy loam	Loamy	Chalky	3 locations combined
$G = \alpha_R R_n$	α_R	0.46	0.35	0.38	0.40
	r^2	0.52	0.53	0.53	0.49
$G = \alpha_H H$	α_H	0.57	0.77	0.86	0.67
	r^2	0.10	0.09	0.10	0.08

4.4.2. Estimating hourly soil heat fluxes

As mentioned above, the simplest way is to express G as a constant fraction of net radiation or atmospheric sensible heat flux (Eqs. (8a) and (8b)). The α_R and α_H values fitted to our experimental data are given in Table 3. The α_R values are consistent with those given by Fuchs and Hadas (1972), Idso et al. (1975b), and the α_H values is larger than that quoted by Berkowicz and Prahm (1982) but within their experimental range (1/3 – 1). The correlation coefficients indicate that the relationship between soil heat flux and net radiation is better defined than that with the atmospheric sensible heat flux. The magnitude of G is more dependent than H on the available radiative energy.

For Eq. (8a), the α_R are classified according to the surface conductivities, with well defined trends and different values between soil types (Table 3). But the scatter is such that the different slopes cannot be considered as significantly different. Fig. 8(a) and (b) show the soil heat flux calculated using either Eq. (8a) (Fig. 8(a)) or Eq. (8b) together with the energy balance (Eq. (1)) assuming $\lambda E = 0$ (Fig. 8(b)). The α_R and α_H coefficients used here, were the averages calculated by combining the data for the three soil types (last column of Table 3). The fluxes are overestimated at low values, the quadratic error is 40 W m^{-2} , and the correlation coefficient (r^2) is 0.49 with both methods of calculation.

But this approach does not account for the influence of meteorological factors on the soil heat flux. Assuming that the ratios were consistent throughout the day-time period, the formulas derived from Fig. 7 were used to calculate soil heat flux at hourly intervals using the following expressions:

$$G = R_n(\alpha_1 U + \beta_1) \quad \text{with } \alpha_1 = -0.054 \text{ and } \beta_1 = 0.57 \quad (13a)$$

$$G = H\alpha_2/U^{1/2} \quad \text{with } \alpha_2 = 1.36 \quad (13b)$$

where U is the average wind speed over the day-time period. The results are plotted in Fig. 8(c) and (d). The scatter is reduced to 37 W m^{-2} , with the correlation coefficient increased to 0.57. This improvement shows the importance of accounting for the influence of meteorological factors when estimating soil heat fluxes.

However, the phase shift between fluxes is not accounted for in the two previous approaches. Its importance is illustrated in Fig. 9, where the ratio between soil heat flux or atmospheric sensible heat flux and net radiation is plotted for several fine weather days. This ratio is normalized by the daily average value of the same ratio. For a periodic variation, this ratio should

1. be constant or non monotoneous if there is no phase shift between the two fluxes of the ratio,
2. increase when there is a negative phase shift, and
3. decrease when there is a positive phase shift.

This shift is positive for the soil heat flux (Fig. 9(a)), and negative for atmospheric sensible heat flux (Fig. 9(b)) as compared with net radiation. The normalized hourly ratios were between 1.6 and -0.5 for G and 0.4 and 2.0 for H . This stresses the importance of accounting for the time lag between these flux, when estimating precisely hourly G/R_n , H/R_n or G/H .

Each hourly flux of the energy balance will be written as the product of its day-time

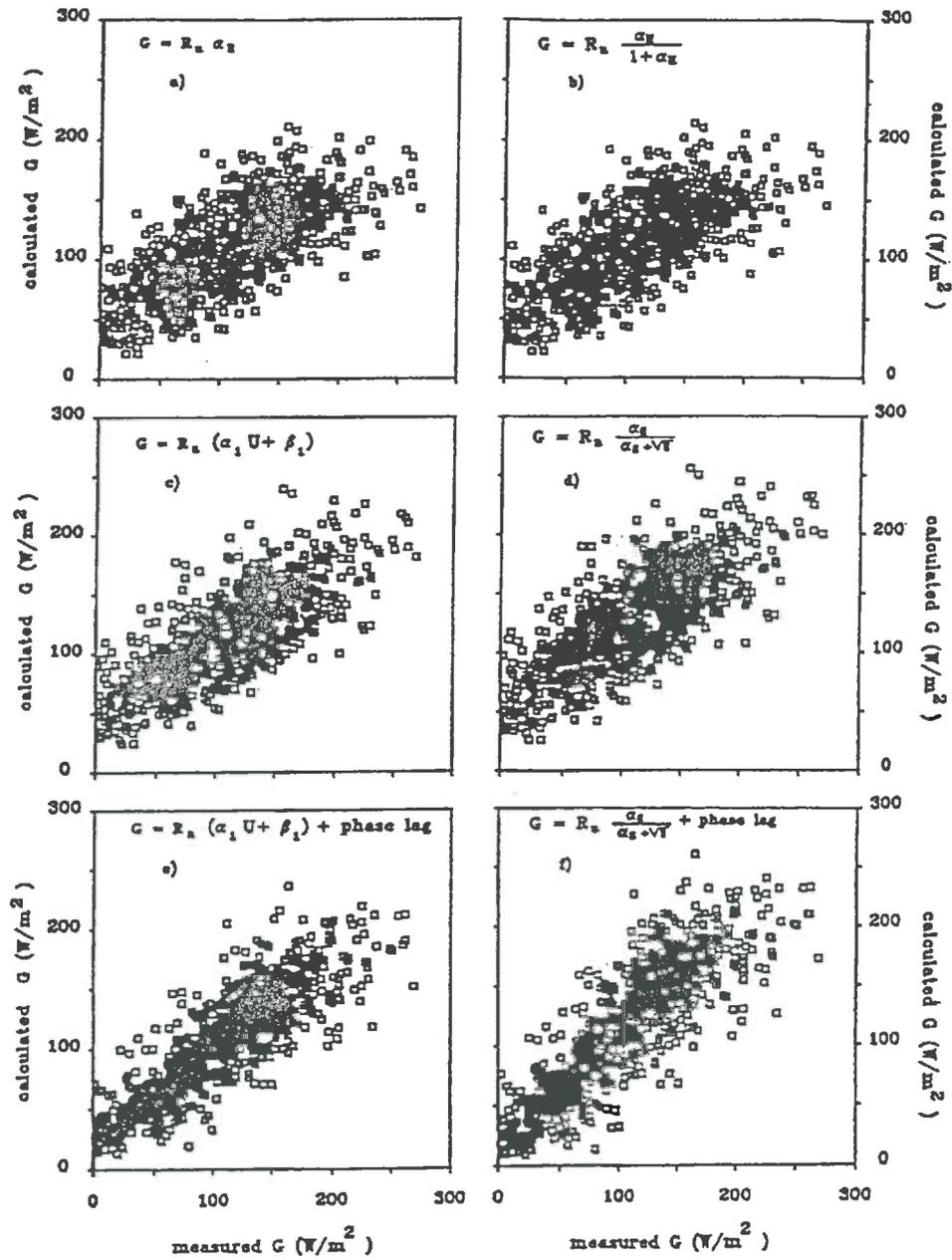


Fig. 8. Measured (X-axis) and calculated (Y-axis) soil heat fluxes using Eq. (14) and the relations shown in Eq. (12) between G/R_n , G/H and wind speed. Each point is a half-hourly value.

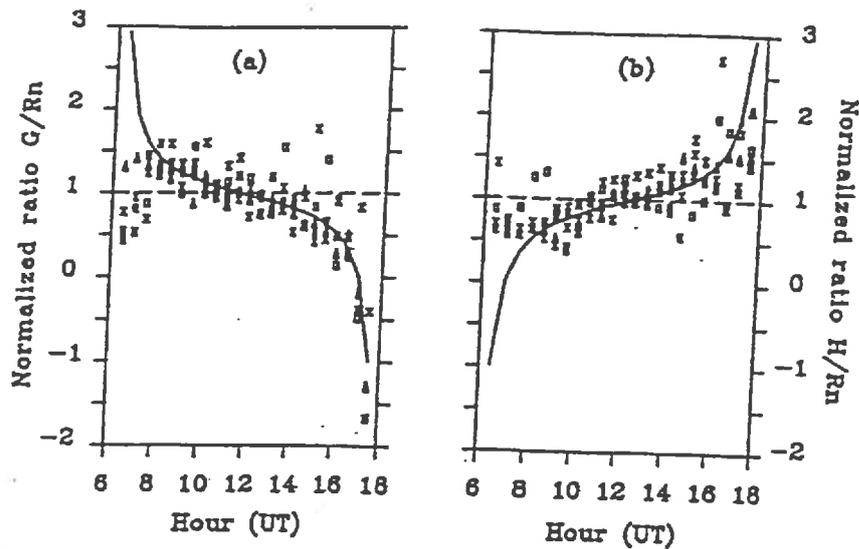


Fig. 9. Ratios G/R_n (a), and H/R_n (b) normalized by G_0/R_{n0} and H_0/R_{n0} for five fine weather days (April 27, 28, 29 and May 12, 13) over the loamy soil. Each symbols refers to one day, and the continuous line is the theoretical function $\cos(\omega t - \varphi(F))/\cos(\omega t)$, with $\varphi(F) = -1$ h for G and $\varphi(F) = +1$ h for H .

average, F_0 , with a periodic function including a constant lag depending on the specific flux:

$$F = F_0 \cos(\omega t + \varphi(F)). \tag{14}$$

This shape is of course only valid when the change in flux with time is a quasi-sinusoidal shape, i.e. under day-time conditions. But meteorological conditions, and especially solar radiation, are often irregular. A more steady behaviour is obtained by using the ratio of two fluxes:

$$P(F_1, F_2) = F_1/F_2 = \delta [F_{01}/F_{02}] \times [\cos(\omega t + \varphi(F_1))/\cos(\omega t + \varphi(F_2))] \tag{15}$$

The time lags $\varphi(G)$ and $\varphi(H)$ between G and H and R_n were calculated by minimizing the quadratic error between the measured flux ratio G/R_n or H/R_n and that estimated by Eq. (15), with F_{0x} being the average over the time interval 7 a.m. to 5 p.m. defined above. ω is the pulsation corresponding to a 24-h period ($\omega = 2\pi/86400$ s⁻¹) and δ is a constant depending on the time lags $\varphi(F_1)$ and $\varphi(F_2)$ and equal to the integral of the ratio $\cos(\omega t + \varphi(F_2))/\cos(\omega t + \varphi(F_1))$ over the time interval 7 a.m. to 5 p.m. ($\delta = 0.97$ for a phase shift of 1 h). $\varphi(R_n)$ was taken as zero. The average calculated time lag compared to R_n was +1.3 (with a standard deviation of 0.5) for G and -1.0 (0.6) for H . They are similar to those quoted by Lettau (1951) and Priestley (1959). Fig. 9 shows the normalized ratio $(G/R_n)/(R_{n0}/G_0)$ and the theoretical formula $\cos(\omega t + \varphi(F))/\cos(\omega t)$. The values for $\varphi(F)$ were rounded to -1 h for G and +1 h for H , according to the averages and standard deviation given above. This simple single function gives good agreement.

Eq. (15) was then used with fixed time lags of -1.0 , 1.0 and 0.0 h for G , H and R_n respectively, together with the relations between G , H and R_n and wind speed (Eqs. (13a) and (13b)), to calculate hourly values of G during the fine weather days of the experiment (Fig. 8(e) and (f)). The improvement obtained by accounting for the phase shift with Eq. (15) is clear, together for the overall scatter ($r^2 = 0.72$ in both cases) and the position of the data about the 1:1 line. The low flux values ($G < 100 \text{ W m}^{-2}$) are particularly improved as the phase shift effect is larger near sunrise and sunset (Fig. 9). Some of the remaining overestimation at low values may be due to neglecting evaporation, which causes overestimates in both H and G in the energy balance equation. This also applies to the higher G values using Eqs. (1) and (13b). It then increases the errors arising from using Eq. (13b) rather than Eq. (13a). This could be improved by including a term for evaporation (Kondo et al., 1990, 1992). The residual error of the fluxes calculated with Eq. (13a) is 30 W m^{-2} and that with Eq. (13b) is 40 W m^{-2} .

5. Conclusions

Meteorological conditions and soil properties variations induced different magnitudes of soil and atmospheric sensible heat fluxes under low evaporation conditions. Diurnal soil heat fluxes varied with soil thermal conductivity. They were not classified according to the albedo, while atmospheric sensible heat flux varied with albedo. Most of the differences in net solar radiation due to albedo variations were dissipated into the atmospheric sensible heat flux.

The simple relationships obtained between the flux ratio G/R_n and the wind speed gave good estimates of hourly soil heat flux, provided that a phase shift is included to account for the time lag between soil heat flux and net radiation (1 h) or atmospheric sensible heat flux (2 h). This type of relationship, established over a wide range of soil conditions, can be used to calculate soil heat fluxes from simple meteorological data, in energy balance models. But soil thermal behaviour is so complicated that a more accurate picture of the relative effects of soil thermal properties, albedo, and weather conditions on soil temperatures can only be obtained by using mechanistic modelling.

References

- Berard, R.G. and Thurtell, G.W., 1990. Soil temperature measurements. *Remote Sens. Rev.*, 51: 293–299.
- Ten Berge, H. and Stroosnijder, L., 1987. Sensitivity of surface variables to changes in physical soil properties: imitations to thermal remote sensing of bare soils. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 25: 702–708.
- Berkowicz, R. and Prahm, L.P., 1982. Sensible heat flux estimated from routine meteorological data. *J. Appl. Meteorol.*, 21: 1845–1864.
- Boiffin, J., Durr, C., Fleury, A., Marin Lafèche, A. and Maillet, I., 1992. Analysis of the variability of sugar beet (*Beta vulgaris* L.) growth during the early stages. I. Influence of various conditions on crop establishment. *Agronomie*, 12: 515–525.
- Braud, I., Noilhan, J., Bessemoulin, P., Mascart, P., Haverkamp, R. and Vauclin, M., 1993. Bare ground surface heat and water exchanges under dry conditions: observations and parameterization. *Boundary-Layer Meteorol.*, 66: 173–200.

- Brutsaert, W.H., 1982. *Evaporation into the Atmosphere*. Reidel, Dordrecht, 229 pp.
- Bhumralkar, C.M., 1975. Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *J. Appl. Meteorol.*, 14: 1246–1258.
- Bussière, F., Cellier, P. and Dorigny, A., 1992. Estimation de la conductivité thermique d'un sol in situ, à l'aide d'une sonde à choc thermique. *Agronomie*, 12: 69–78.
- Carson, D.J., 1982. Current parameterizations of land surface processes in atmospheric general circulation models. In: P.S. Eagleson (Editor), *Land Surface Processes in Atmospheric General Circulation Models*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 67–108.
- Chartier, M., Bonchrétien, P., Allirand, J.M. and Gosse, G., 1989. Utilisation des cellules au Silicium amorphe pour la mesure du rayonnement photosynthétiquement actif (400–700 nm). *Agronomie*, 9: 281–284.
- Crawford, T.V., 1965. Moisture transfer in free and forced convection. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 91: 18–27.
- Deardorff, J.W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 83: 1889–1903.
- Dyer, A.J. and Hicks, B.B., 1970. Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 96: 715–721.
- Fuchs, M. and Hadas, A., 1972. The heat flux density in a non-homogeneous bare loessial soil. *Boundary-Layer Meteorol.*, 3: 191–200.
- Fuchs, M., Tanner, C.B., Thurtell, G.W. and Black, T.A., 1969. Evaporation from drying surfaces from the combination method. *Agron. J.*, 61: 22–26.
- Fuchs, M. and Tanner, C.B., 1975. Evaporation from a drying soil. *J. Appl. Meteorol.*, 6: 852–857.
- Garratt, J.R., 1992. Extreme maximum land surface temperatures. *J. Appl. Meteorol.*, 31: 1096–1105.
- Ham, J.M. and Senock, R.S., 1992. On the measurement of soil surface temperature. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56: 370–377.
- Idso, S.B., Reginato, R.J., Jackson, R.D., Kimball, B.A. and Nakayama, F.S., 1974. The three stages of drying of a field soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 38: 831–838.
- Idso, S.B., Jackson, R.D., Reginato, R.J., Kimball, B.A. and Nakayama, F.S., 1975a. The dependence of bare soil albedo on soil water content. *J. Appl. Meteorol.*, 14: 109–113.
- Idso, S.B., Aase, J.K. and Jackson, R.D., 1975b. Net radiation-soil heat flux relations as influenced by soil water content variations. *Boundary-Layer Meteorol.*, 9: 113–122.
- Itier, B. and de Parcevaux, S., 1974. Albédo et agriculture. XIIIèmes Journées de l'Hydraulique. Société Hydrotechnique de France, Paris.
- Itier, B., Cellier, P. and Riou, C., 1985. Actual evapotranspiration measurement by a simplified aerodynamic method. *ASAE Advances in Evapotranspiration Symposium*, 16–17 December, 1985, Chicago, IL. ASAE, pp. 201–207.
- Kondo, J., Saigusa, N. and Sato, T., 1990. A parameterization of evaporation from bare soil surfaces. *J. Appl. Meteorol.*, 29: 385–389.
- Kondo, J., Saigusa, N. and Sato, T., 1992. A model and experimental study of evaporation from bare soil surfaces. *J. Appl. Meteorol.*, 31: 304–312.
- Lettau, H.H., 1951. Theory of surface temperature and heat transfer oscillations near a level ground surface. *Trans. Am. Geophys. Union*, 32: 189–200.
- Novak, M.D., 1986. Theoretical values of daily atmospheric and soil thermal admittances. *Boundary-Layer Meteorol.*, 24: 17–34.
- Pikul, J.L., 1991. Estimating soil surface temperature from meteorological data. *Soil Sci.*, 151: 187–195.
- Priestley, C.H.B., 1959. *Turbulent Transfer in the Lower Atmosphere*. The University of Chicago Press, Chicago, IL, 130 pp.
- Richard, G., Cellier, P., Chanzy, A., 1994. Régime thermique des lits de semence. In: J. Boiffin and E. Choppin de Janvry (Editors), *L'implantation de la Betterave sucrière: un point sur les recherches actuelles*. Colloque ITB-INRA, 04/06/1993, Chauny, France, colloque no. 67, pp. 87–101.
- Thom, A.S., 1975. Momentum, mass and heat exchanges of plant communities. In: J.L. Monteith (Editor), *Vegetation and the Atmosphere*, Vol. 1. Academic Press, London, pp. 57–109.
- de Vries, D.A., 1963. Thermal properties of soils. In: W.R. Van Wijk (Editor), *Physics of Plant Environment*. North-Holland, Amsterdam, pp. 210–235.
- Van Wijk, W.R. and de Vries, D.A., 1963. Periodic temperature variations in a homogeneous soil. In: W.R. Van Wijk (Editor), *Physics of Plant Environment*. North-Holland, Amsterdam, pp. 102–143.



Theoretical and field comparison of two types of soil heat fluxmeter

Paul Robin ^{a,*}, Pierre Cellier ^b, Guy Richard ^c

^a INRA Bioclimatologie, 65 rue de Saint-Brieuc, F-35042 Rennes Cédex, France

^b INRA Unité de Bioclimatologie, F-78850 Thiverval-Grignon, France

^c INRA Station d'Agronomie, rue Fernand Christ, BP 101, F-02004 Laon Cédex, France

Accepted 14 August 1996

Abstract

Accurate measurements of soil heat flux are important for energy balance studies on bare soils. Measurements are usually made with passive transducers that transform the vertical soil heat flux into an e.m.f.. Measurement errors or bias result from differences between the calibration coefficients provided by the manufacturer and those determined in the field. These differences result from bad thermal contact between the soil and the fluxmeter and/or changes in soil thermal conductivity. New printed circuit heat fluxmeters are very thin (0.2 mm) and they provide a better thermal contact with the soil because they have an external copper layer instead of an insulating resin. We carried out a theoretical analysis to identify properties of the transducers (geometrical, thermal or electrical) most important for reducing the calibration variability. The transducer thickness was found to reduce the calibration variability due to large soil thermal conductivity variations. Transducer thermal conductivity is also important when the soil thermal conductivity is accurately known. The printed circuit transducers and classical soil heat flux transducers (thermopiles) were then compared in three different soils, a sandy loam, a loamy and a chalky soil under changing climatic conditions in spring. The outputs of both transducers were compared to reference soil heat flux measurements obtained by the heat storage method. The thermopile transducers were more sensitive ($4.1 \mu\text{V W}^{-1} \text{m}^2$) than the printed circuit transducers ($1.6 \mu\text{V W}^{-1} \text{m}^2$). Both transducers gave similar responses when the soil thermal conductivity varied over a narrow range. The total variation of the calibration coefficients of the printed circuit transducer was smaller for all three soils and for days where the soil thermal conductivity varied widely. We conclude that the printed circuit transducers should be used when field calibration is not possible, or when the calibration is not stable following large soil thermal conductivity variations. The experiment also showed that the theory does not completely describe the interaction between

* Corresponding author. Tel.: +33-99285221; fax: +33-99285430.

calibration coefficients and soil properties. We have therefore developed a new interpretation of the experimental data that takes into account the thermal contact between the soil and the transducer. © 1997 Elsevier Science B.V.

Keywords: Soil heat flux; Measurement; Calibration; Thermal conductivity

1. Introduction

Bare soils are common in cold and hot desert regions and in all agroclimatological zones, especially in spring and autumn. The heat stored in the soil is a significant part of the soil surface energy balance in these situations (Fuchs and Hadas, 1973; Cellier et al., 1996). Hence, building models to describe surface temperature, dew formation, frost conditions, or the thermal behavior of seedbeds, requires accurate soil heat flux measurements.

The heat storage method is generally used as the reference method for estimating the soil heat flux at hourly intervals in the field. But this requires that a large number of measurements be made in the soil (temperature, water content and bulk density) and these are often difficult to be made continuously. Soil heat fluxmeters are much simpler systems. They require a single sensor that is inserted in the soil and the output is a simple analog signal proportional to the soil heat flux.

Soil heat fluxmeters consist of thin rectangular or circular plates and earlier designs were 'thermopiles' (Fritschen and Gay, 1979) which generated an e.m.f. proportional to the temperature gradient across the plate. Recent heat fluxmeters use printed circuit technology and were designed for industrial applications (Théry et al., 1983; Héris and Théry, 1992). Thermopiles are thicker and generally have a higher thermal conductivity than the printed circuits.

The theoretical background provided by Philip (1961) refers extensively to Portman (1958). He showed that the calibration of the fluxmeters is most reliable when the plates are thin and have the largest possible thermal conductivity. The fluxmeters giving the best results in the field were selected after theoretical and experimental tests. The first objective of this study was to determine the physical specification of the transducer (thermal, geometrical or electrical) that maximized the calibration stability, i.e. the sensitivity of the calibration coefficient to varying soil conditions. The second objective was to compare two types of transducers to determine which had the greater sensitivity to the soil heat flux (lower calibration coefficient) and the lower sensitivity to soil conditions (more stable calibration coefficient).

2. Nomenclature

Symbol	Unit	Signification
A	m ²	area
C	J m ⁻³ K ⁻¹	volumetric heat capacity
G	W m ⁻²	soil heat flux

H	dimensionless	geometrical factor
K	$\text{W m}^{-2} (\text{mV})^{-1}$	transducer calibration factor
R	$\text{K} (\text{W m}^{-2})^{-1}$	thermal resistance
U	mV	sensor output
T	K	temperature
Th	m	thickness
a	$\text{W m}^{-2} (\text{mV})^{-1}$	calibration slope
b	W m^{-2}	calibration intercept
r	dimensionless	geometrical ratio
f	dimensionless	ratio of the heat flux in the sensor to the heat flux in the soil
t	s	time
x	dimensionless	volumetric fraction of a soil component
z	m	depth
θ	dimensionless	volumetric soil water content
α	dimensionless	constant
η	dimensionless	ratio of the minor axes to the major axes of an oblate spheroid
λ	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	thermal conductivity
ρ	kg m^{-3}	bulk density
<i>Indice</i>		<i>refers to</i>
0		soil surface
c		soil or other calibration medium
d		depth z_d
i		class of soil component
s		soil (undisturbed by the transducer)
t		transducer
tc		thermal contact

3. Theory

Soil heat flux transducers were first developed by Deacon (1950); Hatfield and Wilkins (1950) for meteorological studies. The calibration coefficient was determined under standard conditions. Philip (1961) showed that this coefficient depends on the physical specifications of the transducer (geometry, electrical and thermal characteristics) and on the soil thermal conductivity. He recommended that the thermal conductivity of the calibration medium be equal to the average of the soil thermal conductivity extremes and showed that the calibration coefficient of the transducers should be estimated according to the soil conditions (soil thermal characteristics, contact between the soil and the sensor). Howell and Tolk (1990) showed that accurate calibration requires checks in media with different thermal conductivities.

Tanner (1963); Fuchs and Tanner (1968) described thermopiles that had higher

thermal conductivities than the usual commercial thermopiles and should have calibration coefficients that are less dependent on the soil thermal conductivity. Fuchs and Hadas (1973) compared them to commonly used thermopiles of similar thickness (3.6 and 2.9 mm) but different thermal conductivity ($1.0 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ for high conductivity thermopiles and $0.3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ for standard ones). They used calibration media with different textures and soil water contents and thermal conductivities of $[0.3; 0.9] \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. They showed that increasing the transducer thermal conductivity reduced the variability of the calibration coefficients ($[15\%; 5\%]$ on average) and the departure from the ideal sensitivity ($[48\%; 7\%]$ of ideal sensitivity).

Fuchs and Hadas (1973) found that the most serious source of heat flux transducer errors in the field, is the contact resistance with the soil. They considered that the laboratory calibration coefficients can be used, provided the thermal contact in the field is the same as in the calibration medium, but this is rarely the case. This contact resistance is not explicitly taken into account in the theory. It depends on the soil water content, texture and structure. Thus, transducers with minimal dependence on the thermal contact with the soil, should be used when the soil water content is expected to change. Because of the importance of this parameter, Fuchs and Hadas (1973) recommended that heat fluxmeters should be calibrated in the field for each experiment.

3.1. Sensors

The most common soil heat flux sensors used in environmental studies are *thermopile transducers*. Howell and Tolk (1990) describe the geometrical and thermal characteristics of these heat fluxmeters. The surface can be $[1; 25] \text{ cm}^2$ and the thickness $[2.5; 5] \text{ mm}$. Their thermal conductivities range from 0.15 to $2.55 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$. The e.m.f. is generated by a series of thermocouples measuring the temperature difference across a thin plate of insulating material (e.g. glass microscope slide). The thermocouple junctions are arranged along the diameter of the plate. The wires and connections are embedded in insulating material. Since the composition of the plate is heterogeneous, the flux through it is not uniform. Decreasing soil water content and increasing soil coarse fraction reduce the thermal contact between the soil and the transducer, so that the calibration coefficient may drift from the manufacturer's value. Fuchs and Tanner (1968) suggested using an external aluminium sheet instead of insulating resin to reduce the effect of bad thermal contact with the soil. But they only tested systems where the thermopile had a thermal conductivity higher than that of the soil.

The *printed circuit heat flux sensors* contain many identical asymmetric thermoelectric junctions placed in the plane of the transducer and separated by empty holes ($[50; 100]$ per cm^2 ; see Fig. 1). This asymmetric configuration distorts the heat flow lines and creates horizontal temperature differences in the plane of the printed circuit, between each pair of thermoelectric junctions. The net e.m.f. is generated over the whole transducer surface by the accumulated tangential temperature gradient. This circuit is sandwiched between two insulating sheets and covered on both surfaces by two copper sheets. These sheets are thick enough to ensure thermal homogeneity at the elementary cell scale (Hérin and Théry, 1992) and to eliminate the problem of transducer thermal

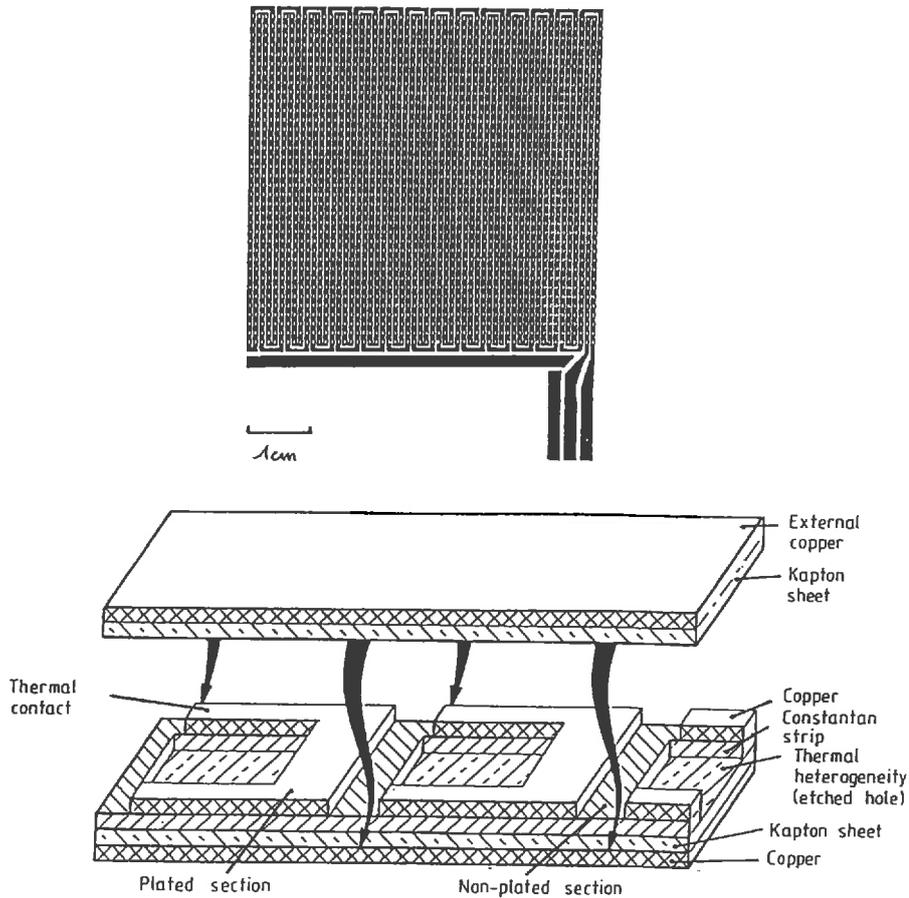


Fig. 1. General appearance of the printed circuit heat fluxmeter; (a) sensor, (b) elementary cell (after Hérin and Théry, 1992).

heterogeneity. The insulating material placed beneath the copper sheet also provides mechanical protection. These insulating materials have thermal conductivities of $[0.09; 0.3] \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ that limit the global thermal conductivity of the transducers (Maréchal, 1988).

This technology has reduced the thickness of the transducers 10-fold ($200 \mu\text{m}$). Their thermal conductivity is slightly lower ($0.3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) but the printed circuit transducers are more standardized, so that transducers do not need to be calibrated individually by the manufacturer, as do thermopiles.

The main advantage of thermopiles is their higher thermal conductivity (three times that of printed circuit transducers), while that of the printed circuits is thinness. These characteristics of thickness and thermal conductivity both influence the calibration stability.

3.2. Calibration of heat fluxmeters

The calibration equation is generally linear:

$$G_s = aU_t + b, \quad (1)$$

where G_s is the value to be measured (W m^{-2}), U_t is the sensor output (mV), a is the calibration slope (reciprocal of sensor sensitivity), b is the calibration intercept. The intercept should be zero as the sensors are passive (the heat flux generates the output). A non-zero value compensates for experimental bias due, for example, to sampling representativeness, such as sensor depth error. Eq. (1) can be used to compare sensors when the coefficients a and b are calibrated with reference measurements. But Eq. (1) cannot account for changes in the calibration under variable soil conditions and it does not separate the effects of thermal, electrical and geometrical properties of the transducer on the change in calibration.

Howell and Tolk (1990) focused on calibration under controlled conditions: steady-state heat flux, constant uniform soil water content on both surfaces of the plate. Good thermal contact between the plate and the soil was ensured by carefully packing the medium (sand) in the calibration box and by choosing two extreme water contents (dry and saturated). Assuming $b = 0$, they investigated the theoretical soil heat flux transducer calibration slope a ($\text{W m}^{-2} (\text{mV})^{-1}$), with the following equation:

$$a = K(1 + \alpha \cdot r \cdot (\lambda_c/\lambda_t - 1)), \quad (2)$$

where K is the transducer calibration factor in $\text{W m}^{-2} \text{mV}^{-1}$ (K equals a when the thermal characteristics of the transducers (λ_t in $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) equal the thermal conductivity of the calibration medium (λ_c in $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$), r is the geometrical ratio of the transducer thickness Th_t to the square root of its area A_t ($r = Th_t/(A_t)^{1/2}$) and α is a dimensionless constant.

Eq. (2) is based on the assumption that the transducer geometrical and thermal properties are independent and that the geometrical factor $\alpha \cdot r$ depends only on the transducer geometry (shape, area and thickness). Eq. (2) is a useful tool for studying calibration because it separates the factors depending on the transducer from those depending on the soil. It also separates the electrical, thermal and geometrical characteristics of the transducers.

The parameters K and α used in Eq. (2) need defining to assess the limits of application of the theory, because their physical meaning may be ambiguous. The constant K described by Howell and Tolk (1990) cannot be simply calculated from transducer characteristics: thermoelectric power of each thermocouple junction, number of junctions, thickness of the insulating sheet separating the thermoelectric junctions (glass microscope slide) and the thermal conductivity of this insulating sheet. It also depends on the thermal heterogeneity inside the transducer (Fuchs and Hadas, 1973; Fritschen and Gay, 1979; Hérin and Théry, 1992). K can then be defined only for the whole sensor. α is theoretically a 'pure geometrical constant'. Philip (1961) gave an exact solution for the influence of transducer geometry for homogeneous oblate spheroid:

$$f = \frac{\lambda_c/\lambda_t}{1 + H(\lambda_c/\lambda_t - 1)}, \quad (3)$$

with f , the ratio of the heat flux in the sensor to the heat flux in the soil and H a pure geometrical factor, only depending on the ratio of the two axis of the spheroid. He introduced α to simplify H and as a calibration factor accounting for the difference between the sensor shape and a spheroid

$$H = 1 - \alpha \cdot r. \quad (4)$$

Thus α should depend only on the geometrical properties of the transducer. However, its experimental values (usually [0.7; 1.3]; Mogensen, 1970; Howell and Tolk, 1990) are less than its theoretically predicted values (1.7 and 1.8; Philip, 1961; Mogensen, 1970). Philip (1961) suggests that it could also depend on the thermal conductivity ratio λ_c/λ_t and Mogensen (1970) suggested that it could depend on the transducer thermal heterogeneity. Howell and Tolk (1990) stated that the exact reason for the differences in α is uncertain. This demonstrates how difficult it is to identify a physical characteristic of the transducer that reflects its geometrical properties. α is probably not purely geometrical and compensates for deviations from the transducer calibration factor K that are not taken into account in the theory, or phenomena not accounted for in the theory. The accuracy with which α is estimated depends on the calibration medium and the transducer (Howell and Tolk, 1990). Hence, α varies with the soil conditions.

The thermal contact between the transducer and the soil does not appear in Eq. (2), although it influences the calibration (Fuchs and Hadas, 1973). Poor thermal contact with the soil can result in errors as large as 50% (Philip, 1961; Fuchs and Hadas, 1973). The soil thermal conductivity increases with the soil water content, because the water replaces the air in the gaps between the soil particles. The shape and the volume of the gaps between the soil particles or aggregates and the transducer are different from the soil gaps because of the flat, hard surface of the transducer. Thus, the thermal contact between the soil and the transducer does not increase with soil water content in the same way as the soil thermal conductivity.

Howell and Tolk (1990) neglected this effect, since their calibration medium was either completely dry or saturated. Fuchs and Hadas (1973) integrated the thermal contact into the transducer thermal conductivity, which resulted in an 'effective' transducer thermal conductivity. The thermal contact decreases λ_t . Massman (1992) estimated the soil thermal conductivity from soil heat flux plates measurements, thus implicitly including it in the λ_c , but he did not discuss this effect.

A decrease in the thermal contact implicitly decreases either λ_c or λ_t , when introduced in the theory of Philip. The choice between λ_c and λ_t is important, because it will influence the calibration in a different way if it appears in the numerator or the denominator of the λ_c/λ_t ratio. As we want to study the influence of the sensor characteristics on the calibration slope stability, it is included in λ_c and appears in the numerator of the λ_c/λ_t ratio. In the following, λ_c variations describe both the soil thermal conductivity and the thermal contact variations.

3.3. Sensitivity of the calibration slope

Thus, both α and λ_c in Eq. (2) depend on the calibration medium. Both parameters are difficult to estimate in the field. An error in their estimation will induce an error in

the calibration slope. This section examines the extent to which the transducer characteristics r and λ_t reduce the sensitivity of a to changes in α and λ_c . Two contrasting field situations, one in which the soil thermal conductivity is stable and known (e.g. hot or cold desert soils) and the other when it is variable or unknown (e.g. cultivated soils in temperate regions) were examined. Eq. (5) gives $\delta a/a$, the absolute value of the relative variation of the a estimate, by deriving Eq. (2). $\delta\alpha$ is the variation of the α estimate and $\delta\lambda_c$ is the variation of the λ_c estimate. The transducer characteristics K , r and λ_t are assumed to be provided by the manufacturer with negligible error

$$\frac{\delta a}{a} = r \left[\left[\frac{(\lambda_c/\lambda_t - 1)}{1 + \alpha \cdot r(\lambda_c/\lambda_t - 1)} \delta\alpha + \frac{\alpha/\lambda_t}{1 + \alpha \cdot r(\lambda_c/\lambda_t - 1)} \delta\lambda_c \right] \right] \quad (5)$$

According to this equation, the transducer calibration factor K does not influence the relative variability of the calibration slope, while the geometrical ratio r has a direct influence. Two values of λ_t (0.3 and 1.0) and two values of r (0.005 and 0.1) were combined in three theoretical transducers, having either a low λ_t (r is low or high) or a high r (λ_t is low or high). Clearly, the fourth combination (a transducer with high λ_t and low r) would give better results, but such a transducer seems to be impossible to construct at present.

The values α_{est} and $\lambda_{c,est}$ were fixed to simplify the sensitivity analysis. From Howell and Tolk (1990), $\alpha \in [0.7; 1.8]$. The reference value $\alpha_{est} = 1.0$ was chosen

Table 1

Sensitivity analysis of the relative error in the estimate of the calibration slope to the possible errors in α and λ_c . The two numbers given in the last columns correspond to the limits of the possible range of variation

Case	Transducer characteristics ^a		Sources of calibration error			Elements of the calibration formula (Eq. (5)) (variation range of the different terms)			
	r	λ_t	α ^b	λ_c ^c	$\delta\alpha$ ^d	$\delta\lambda_c$ ^e	X ^f	Y ^g	$\delta a/a$ ^h
1	0.005	0.3					–(0.9; 2.4)	–(2.3; 4.3)	(0; 3.3%)
2	0.1	0.3	(0.7; 1.8)	(0.5; 2.5)	(–0.3; 1.8)	(–0.7; 1.3)	–(0.7; 1.9)	–(1.8; 3.3)	(0; 52%)
3	0.1	1.0					–(0.1; 0.2)	–(0.7; 1.3)	(0; 14%)

^a The three transducers correspond to three possible cases: very thin printed circuit (case 1); thermopile with a high thermal conductivity (case 3); thermopile with a low thermal conductivity and a usual thickness (case 2).

^b The range of variation was based on Howell and Tolk (1990).

^c The range of variation was based on Fuchs and Tanner (1968) and estimates of our experiment ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$).

^d This range of variation is calculated with an estimate $\alpha_{est} = 1.0$ and the range of variation of α .

^e This range of variation is calculated with an estimate $\lambda_{c,est} = 1.2 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ (mean of our estimates) and the range of variation of λ_c ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$).

^f X is equal to the first term in the brackets of Eq. (5), containing $\delta\alpha$; the range of variation correspond to the minimum and maximum values given by $\delta\alpha$ minimum and maximum.

^g Y is equal to the second term in the brackets of Eq. (5), containing $\delta\lambda_c$; the range of variation correspond to the minimum and maximum values given by $\delta\lambda_c$ minimum and maximum.

^h $\delta a/a$ is the absolute value of the relative error in the calibration slope estimate when α and λ_c are estimated with the error given by Eq. (5); $\delta a/a$ is given in percentage (100% = 1.00); the range of variation corresponds to the minimum and maximum values given by the four combinations of the $\delta\alpha$ and $\delta\lambda_c$ minimum and maximum.

because it is close to the experimental values of Howell and Tolk (1990). Hence, $\delta\alpha$ varied from -0.3 to $+0.8$. The soil thermal conductivity λ_c can vary from 0.3 to 3.0 $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ (Fuchs and Tanner, 1968; Mogensen, 1970; Dorigny, 1993). A smaller interval ($[0.5; 2.5]$ $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) was chosen as this is closer to the values we observed. The reference value $\lambda_{c,est}$ was taken as 1.2 $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$. It is the mean value of all the λ_c estimated during our experiment. Thus, $\delta\lambda_c$ varied from -0.7 to $+1.3$ $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$. This interval is assumed to include the variations due to the thermal contact effect.

Table 1 shows the maximum influence of $\delta\alpha$ and $\delta\lambda_c$ on the terms of Eq. (5) for the three above cases. The range of each term depending on $\delta\alpha$ or $\delta\lambda_c$ (X and Y respectively) is always smaller for the transducers with the highest thermal conductivities. The term with $\delta\lambda_c$ (Y) is larger than the term with $\delta\alpha$ (X), whatever the type of transducer. Despite the influence of low transducer thermal conductivity on X and Y , the range of the total relative variation is smallest for the thinnest transducer. Table 1 shows that dividing r by twenty has a great impact on the relative variation of the calibration slope, when the soil dependent parameters vary widely.

Both r and λ_t reduce the dependence on $\delta\alpha$ and $\delta\lambda_c$ similarly, when the soil thermal conductivity is stable. Fig. 2 shows the influence of the transducer characteristics when the soil thermal conductivity is known with negligible error ($\delta\lambda_c = 0$). The straight lines describing one of the three cases correspond to the maximum value of $\delta\alpha$ (0.8) and thus give the upper limit of $\delta a/a$. In this case, if $\delta\alpha$ cannot be reduced to

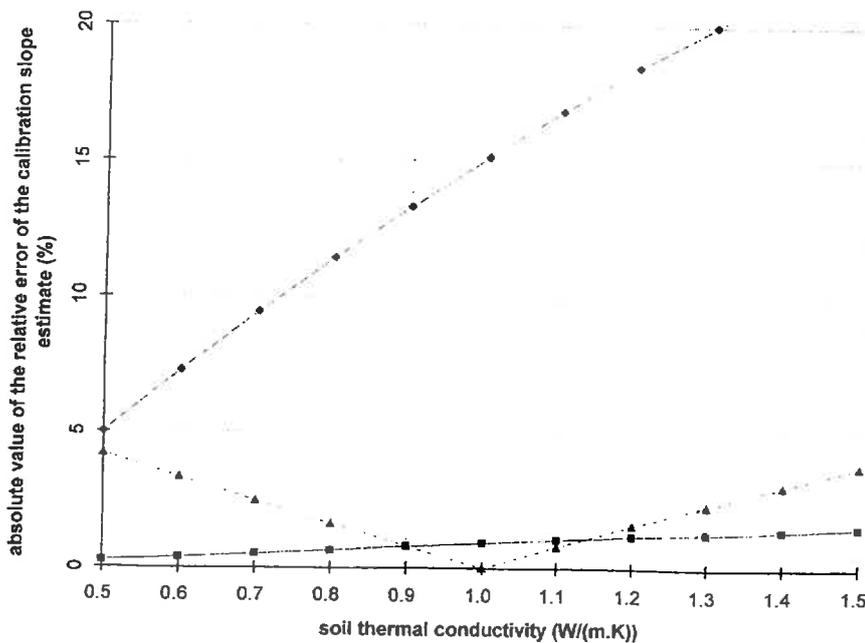


Fig. 2. Influence of the transducer characteristics r and λ_t on the calibration error when the soil thermal conductivity is stable during the experiment ($\diamond r = 0.1$, $\lambda_t = 0.3$ $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$; $\blacksquare r = 0.005$, $\lambda_t = 0.3$ $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$; $\blacktriangle r = 0.1$, $\lambda_t = 1.0$ $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$; for the three transducers, $\delta\alpha = 0.8$).

zero, the only way to reduce the variability of the calibration slope estimate is to choose a transducer that have a thermal conductivity nearly equal to that of the soil ($\lambda_c \sim \lambda_t$, so that $\lambda_c/\lambda_t \sim 1$). In our example, the thinnest transducer (squares) has the smallest variation of relative error of the calibration slope estimate for the whole range of λ_c (Fig. 2). However, when the soil thermal conductivity λ_c is between 0.9 and 1.2 $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$, the transducer with a thermal conductivity of 1.0 $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ (triangles) should give better measurements, since it is less sensitive to an error in the α estimate. In fact, it has the smallest variation of the relative error of the calibration slope in this range.

Thus, the thickness of the transducer must be considered if the soil heat flux is measured under variable soil conditions ($\delta\alpha$ and $\delta\lambda_c$ are not negligible) and the printed circuits should provide much more stable calibrations. When the soil thermal conductivity is stable and accurately known, λ_t values close to λ_c will reduce the calibration variability due to $\delta\alpha$. Thermopile transducers should provide a transducer having a thermal conductivity closest to that of the soil, because their thermal conductivities are greater and vary more than those of printed circuit heat flux transducers.

4. Experiment

4.1. Experimental site

The experiment was conducted in 1991 in three soils near Laon (north-east France, 49°34' N, 3°38' E) that had been ploughed before winter and the seedbeds were for sugar beet sowing during the second week of April. The soils had contrasting textures and different bulk densities (Table 2).

4.2. Measurements

The outputs of two types of soil heat flux transducers, a Thornthwaite Model 610 Soil Heat Flux Disk and a printed circuit transducer of Hérin and Théry (1992), were measured on each experimental plot. They were both installed horizontally 5 cm below

Table 2
Soil characteristics at 5 cm from soil surface during the experiment

Soil type	Clay	Loam	Sand	Calcareous	Bulk density (10^3 kg m^{-3})		Thermal conductivity ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)		Volumetric heat capacity ($10^6 \text{ J m}^{-3} \text{K}^{-1}$)	
					at depth 0.05 m	at depth [0.10; 0.30] m	min	max	min	max
Sandy loam	0.075	0.202	0.723	0.090	1.32	1.49	0.6	2.6	1.6	2.0
Loamy	0.235	0.472	0.293	0.069	1.30	1.27	0.5	1.9	1.9	2.3
Chalky	0.250	0.515	0.235	0.524	1.15	1.28	0.5	2.3	1.7	2.1

the soil surface. The reference soil heat flux was estimated in parallel by the heat storage method. This method is based on the following one-dimensional equation:

$$G_0 = G_d + \int_0^{z_d} C(z) \left(\frac{dT}{dt} \right)_{(z)} dz, \tag{6}$$

where G_0 is the soil heat flux at the depth z_0 where the fluxmeters were inserted (W m^{-2}), $C(z)$ is the volumetric soil heat capacity at depth z assumed to be constant throughout each day ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$) and $(dT/dt)_{(z)}$ is the soil temperature variation at depth z during the time step dt (K/s), G_d is the soil heat flux at a large depth z_d .

The volumetric soil heat capacity was estimated from the sum of the volumetric heat capacities of each fraction of the soil (De Vries, 1963)

$$C(z) = \sum_i (x_i C_i), \tag{7a}$$

where x_i and C_i are the volumetric fraction and the volumetric heat capacity of each class i of soil components (air, water, mineral and organic matter). The terms related to air and organic matter can be neglected because of the low air heat capacity and the low organic matter content of these soils. The average heat capacity, was assumed to be $0.73 \cdot 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ for the mineral fraction of the three soils, giving

$$C(z) = \theta(z) \cdot 4.18 \cdot 10^6 + \rho(z) \cdot 0.73 \cdot 10^3, \tag{7b}$$

where $\theta(z)$ and $\rho(z)$ are the volumetric soil water content ($\text{m}^3 \text{ water/m}^3 \text{ soil}$) and bulk density (kg m^{-3}) at depth z . The soil water content was measured gravimetrically on thin layers approximately twice a week, depending on the rain periods (Fig. 3). The bulk density profile was estimated with a gamma-ray probe (Table 2).

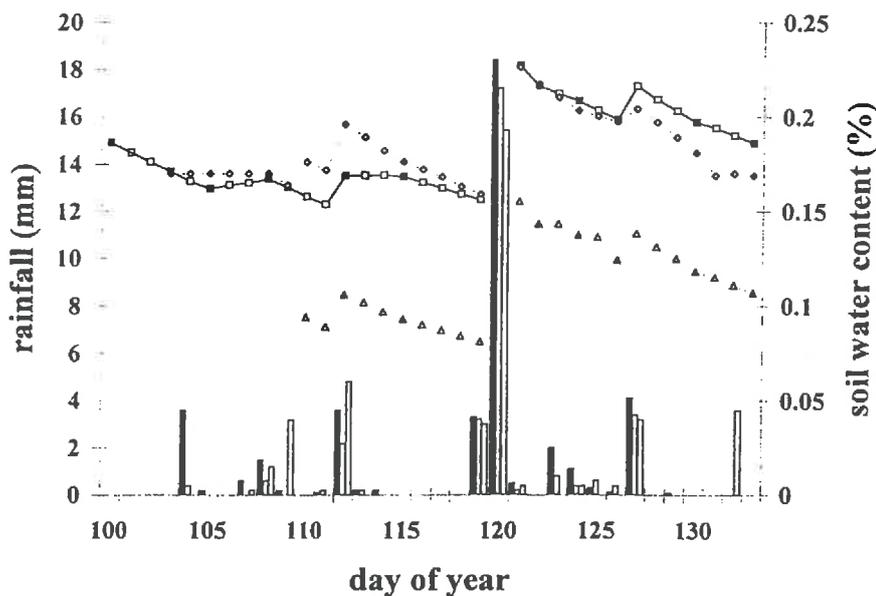


Fig. 3. Rainfall and soil water content of the 2–5 cm soil layer during the experimental period (◆ sandy loam, ■ loamy soil, ▲ chalky soil; closed symbols are measured values, open symbols are interpolated values).

The temperature profile was measured using copper–constantan thermocouples (AWG 24) and following recommendations of Berard and Thurtell (1990). The warm junctions were installed in the soil at 0.1 cm (6 repetitions), 2 cm (4 repetitions), 5 cm (4 repetitions), 10 cm (3 repetitions), 20 cm (2 repetitions) and 50 cm (1 repetition). The cold junctions were placed, together with a reference temperature probe (Campbell Scientific T-107), in an insulating box just above the soil surface.

The integration step dz used for calculating G_0 from Eq. (6) was smaller than the measurement interval. This avoided systematic errors resulting from a too rough space discretization, that may be important when soil temperature changes rapidly with depth. The temperature, soil water content and bulk density values at depth z were interpolated using a third degree polynomial of the logarithm of the depth. The time step dt was equal to the recording interval.

Differences due to phase shift or smoothing effect may appear between the G_0 from the reference method and from transducer plates. These differences appear because Eq. (6) uses the temperature measured during two consecutive time steps, while the analog output from the heat flux plates is averaged over one time step. Then, the two soil heat flux estimates are taken at times separated by half a time step. We estimated both values for time t (recording time) to avoid these differences, using the records made between $t - dt$ and $t + dt$ (two time steps) and assuming linear variations for both temperature and transducer output.

G_d was estimated at the average of the two lowest measurement depths by using the heat conduction equation

$$G_d = \lambda_d \left(\frac{dT}{dz} \right)_{(z_d)}. \quad (8)$$

The same soil thermal conductivity was used for the three experimental fields ($\lambda_d = 1.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$) and the temperature gradient interpolated at depth z_d . We checked that errors in the temperature gradient and the thermal conductivity influenced a few time steps, owing to the low values of G_d .

λ_c was estimated using Eq. (8) at a depth of 5 cm, with the estimated reference soil heat flux and the soil temperature gradient deduced from the third degree polynomial of the logarithm of the depth that was calibrated with the measured temperature profile. The effect of a possible error in the reference soil heat flux was limited by estimating the λ_c only when the reference soil heat flux was greater than 20 W m^{-2} .

All data were measured every 5 s and averaged over 30 min on a Campbell Scientific CR10 datalogger with a multiplexer.

4.3. Error of the reference soil heat flux

The reference G_0 estimate may be biased by an error in the position z_0 , inaccurately estimated because of the roughness of the soil surface, or following a change in the surface level after strong rainfalls, by an error in $\rho(z)$, the bulk density estimated profile, or by an error in λ_d , the soil thermal conductivity at depth z_d . Random errors may come from an error in $\Theta(z)$, the soil water content profile estimated several times during the experiment and assumed to be constant during each day and an error in the temperature profile estimated at each time. The errors should usually be small and the

bias constant during the experiments. However, rapid temperature variations or heavy rainfalls may have induced changes at some time steps or on some days that disturbed the reference soil heat flux estimates.

We studied these errors with Monte Carlo simulations for a fine weather day (Julian day 128). Estimated G_0 varied between -100 and $+215 \text{ W m}^{-2}$. We introduced 10% errors in z_0 , $\rho(z)$, $\Theta(z)$ and λ_d . The effect of errors in any variable remained less than or equal to 10%, except when the soil heat flux was nearly zero. The largest errors were due to $\rho(z)$ (up to 20 W m^{-2}), then to z_0 , $\Theta(z)$, while the smallest effect was due to λ_d (less than 5 W m^{-2}). Combined errors increased the error of G_0 to 40 W m^{-2} (50 W m^{-2} by including a shift of 0.1 K in the temperature profile). An error in λ_d affected the deep storage of heat and also introduced a systematic bias of less than 2 W m^{-2} when estimating the reference soil heat flux.

The effect of these possible errors in the calibration slope estimates were minimized by excluding the data for the days when the mean solar radiation was less than 150 W m^{-2} on the three plots.

5. Results

The theoretical study has shown the importance of the soil itself and its water content on the calibration slope. The data are therefore presented in two ways: (i) an overall comparison of the transducers, since a single calibration coefficient is used for the whole experiment in many studies (sometimes the manufacturer's calibration); (ii) a temporal analysis of the daily calibration of both types of transducers, to assess the influences of the soil water content and the soil structure and texture.

5.1. Climate variability

The heat flux transducer outputs were recorded during the Julian days 100 to 133 for the loamy soil, days 103 to 133 for the chalky soil and days 110 to 133 for the sandy loam. The daily solar radiation was $[5.67; 21.52] \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ during these periods. The mean daily air temperature was $[3; 15] \text{ }^\circ\text{C}$ and the mean daily wind was $[1.3; 5.2] \text{ m}$

Table 3

Overall calibration coefficients for both transducer types in the three soils (a and b correspond to the equation: soil heat flux = $a \times (\text{sensor output}) + b$; r^2 is the correlation coefficient)

Soil	Transducer	a ($\text{W m}^{-2} \text{ mV}^{-1}$)	b (W m^{-2})	r^2
Sandy loam	thermopile	211 ± 4 *	-0.5 ± 1.5 *	0.92
	printed circuit	602 ± 16 *	-3.4 ± 1.9 *	0.87
Loamy	thermopile	329 ± 5 *	4.4 ± 0.8 *	0.95
	printed circuit	733 ± 12 *	1.8 ± 0.9 *	0.93
Chalky	thermopile	240 ± 3 *	-1.4 ± 0.7 *	0.96
	printed circuit	620 ± 8 *	-0.9 ± 0.7 *	0.96

* Confidence interval at $P < 0.05$.

s^{-1} . There were three main rainfall events on Julian days 112, 119–120 and 127 (Fig. 3). The soil water content around the soil heat flux plates slowly decreased between the rainfall events (Fig. 3). Table 2 shows that the smallest soil heat capacities occurred in the sandy loam and the largest in the loamy soil. The soil thermal conductivity varied most in the sandy loam and least in the loamy soil. The error in the soil heat flux estimate is expected to be higher for the chalky soil, which contained many more stones, disturbing both the soil water content and the bulk density measurements.

5.2. Overall comparison of the transducers

Both transducers were calibrated in each plot using all the time steps. Fig. 4 shows the sensor outputs as a function of the reference soil flux. The variations in the soil heat

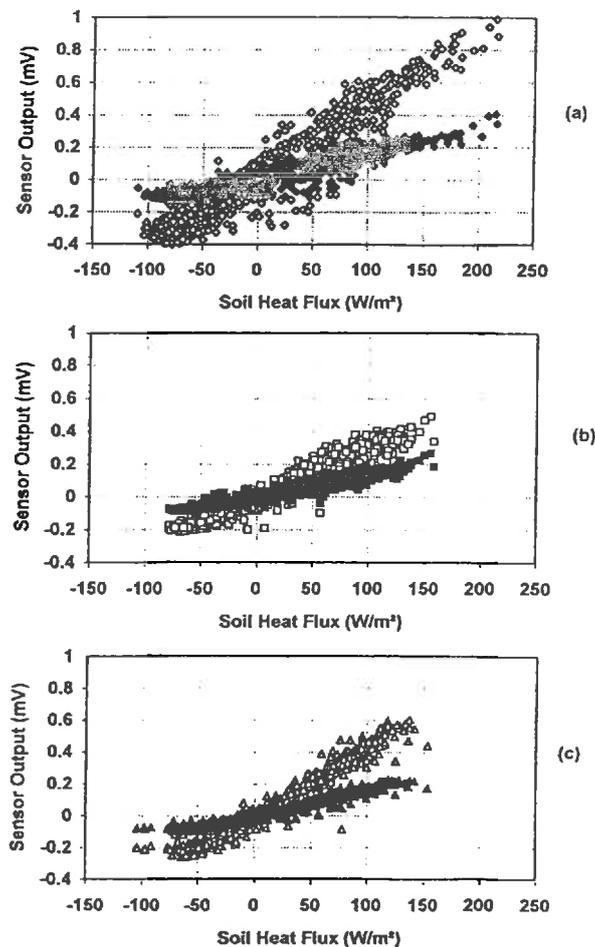


Fig. 4. Comparison between the soil heat flux measured by the heat storage method (X -axis) and the outputs of the two fluxmeters (Y -axis) for the three experimental fields; (a) sandy loam, (b) loamy soil, (c) chalky soil (open symbols are thermopile fluxmeter; closed symbols are printed circuit fluxmeter).

Table 4

Ranges (maximum–minimum) of the daily calibration coefficients for both transducers. The variation of the calibration slope is expressed as a percentage of the overall calibration slope (α in Table 3), while the variation in the intercept is expressed in W/m^2

Regression coefficients	Transducer type	Variations between days for one period, one soil and one transducer type					
		loamy		sandy loam		chalky	
		< day 120	> day 120	< day 120	> day 120	< day 120	> day 120
Slope	thermopile	22%	8%	13%	20%	19%	10%
	printed circuit	37%	13%	15%	18%	16%	9%
Intercept	thermopile	9	4	14	15	9	5
	printed circuit	20	3	15	20	10	5

fluxes were greatest for the sandy loam and smallest for the chalky soil. The relationship between the soil heat flux and the sensor output was linear, despite the soil and climate variability. The slope corresponded to the experimental sensitivity of the transducers. The thermopiles were over twice as sensitive ($4.1 \mu V (W m^{-2})^{-1}$) as the printed circuit ($1.6 \mu V (W m^{-2})^{-1}$). However, this difference had a negligible influence on the soil heat flux estimates because all outputs were measured by the datalogger with a resolution below the accuracy of the heat storage method.

Table 3 shows the global calibration coefficients (cf. Eq. (1)) for both transducers on each plot. The slopes correspond to the reciprocal of the experimental sensitivity of the

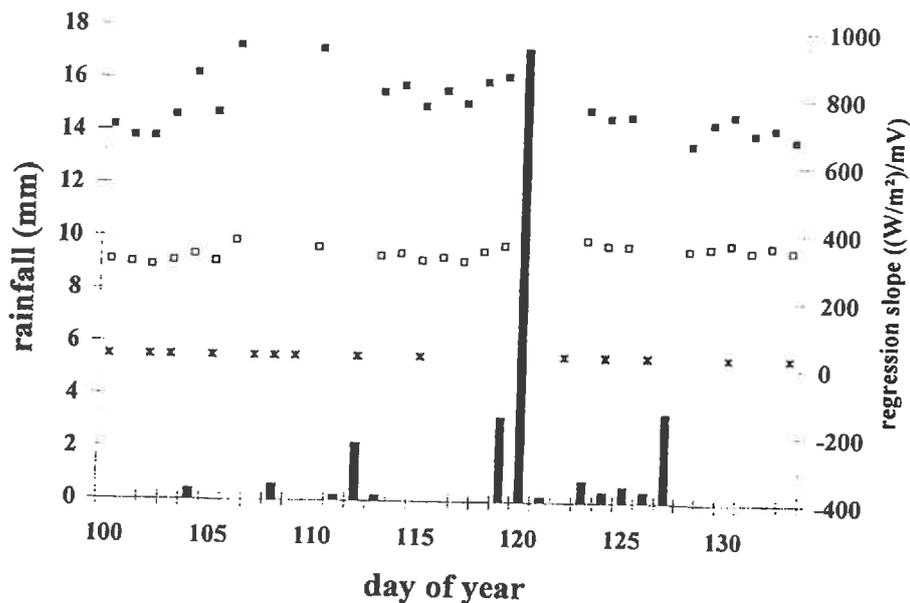


Fig. 5. Daily changes in the calibration slope on the loamy soil (\square thermopile fluxmeter, \blacksquare printed circuit fluxmeter, \blacksquare rainfall, * day of water content measurement).

transducers. They were significantly different ($P < 0.01$) between the three soils for each transducer type. However, the slopes of the printed circuits varied less [605; 738] than those for the thermopiles [212; 330], probably because the printed circuit probes were very uniform. The intercepts were generally significantly different from zero ($P < 0.01$) and were in the same range for both transducers, except for the loamy soil, where they were significantly different. The values were small compared to the

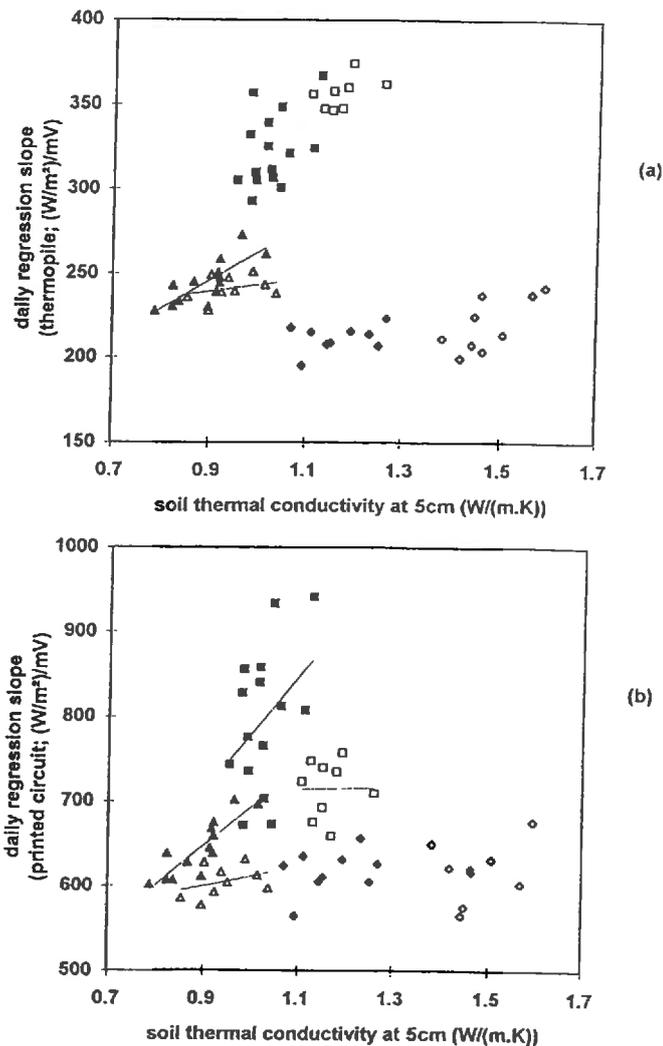


Fig. 6. Daily calibration slopes for the three soils as a function of the mean daily soil thermal conductivity; (a) thermopile transducer, (b) printed circuit transducer (♦ sandy loam, ■ loamy soil, ▲ chalky soil; closed symbols: before day 120; open symbols: after day 120; the regression line is plotted when the slope is significantly different, $P < 0.01$, between the two periods).

half-hourly soil heat fluxes. They were not negligible when compared to the daily soil heat flux, but they remained small compared to a possible error in the reference soil heat flux. Intercept b was therefore considered to be equal to zero.

5.3. Analysis of the daily calibrations

Calibration coefficients were calculated for each day to assess the temporal variations (Table 4). The variation range of the calibration slopes are expressed as percentages of the global value (see Table 3). The global value accounts for the variability due to the soil conditions and for the variability due to the transducers themselves. There were no clear differences between the global regression coefficients for the two transducer types, despite the difference in their thickness and thermal conductivity. The results of this analysis are shown for the loamy soil, for which the observation period was longest. Fig. 5 shows the changes in the coefficient a of Eq. (1), estimated each day. a was more variable before the rainfall on Julian day 112. The temporal variabilities of the two transducers were similar.

The previous analysis showed that variations in a are due to λ_c or α . Fig. 6 shows the daily calibration slopes as a function of the mean daily soil thermal conductivity λ_c . The closed symbols are for the days before day 120, the open symbols are for the days after day 120. The slopes of the relationship between a and λ_c were significantly different for both transducers ($P < 0.01$) for the loamy soil and the other two soils. It was also significantly different ($P < 0.01$) on the chalky soil for the periods preceding and following the heavy rainfall of day 120. The slopes for the printed circuit transducer in the loamy soil were also significantly different ($P < 0.01$) between the periods before and after day 120. Thus, both types of transducer gave similar results for both the overall period and the daily coefficients.

6. Discussion

The theory of Philip (1961) predicts that a increases with the soil thermal conductivity, whatever the transducer and whatever the soil conditions. Our measurements made under variable soil conditions and with two contrasted soil heat flux transducers (Fig. 6) are in general agreement. However, some observations cannot be explained by the theory. One is that the variability of a is similar for both types of transducers, while it should be much less for the printed circuit transducer. Thus, the predicted effect of r is not observed. Second, the slope of the relationship between a and λ_c depends not only on the soil and the transducer, but also on the period. Hence, α is not purely geometrical. Third, the change in the slope of the relationship between a and λ_c is greater at the chalky soil and smaller at the sandy loam. Hence, α is time dependent and this dependence varies with the soil type. The practical implication of these observations is that the recommendation of Fuchs and Hadas (1973) to calibrate the transducers in each experiment is still valid. Philip corrections that have been done in some experiments (e.g. Massman, 1992) are not sufficient, because the parameter α may be erroneous as well as the independent estimate of the soil thermal conductivity. This calls

into question two assumptions of Philip (1961). One is simplifying the detailed geometrical factor, that results in the theoretical estimation of α and the theoretical effect of r . The other is neglecting the contact resistance.

6.1. The geometrical factor

The theory of Philip (1961) was developed for an oblate spheroid with minor axes directed parallel to heat flux at long distances. It gives the ratio of the heat flux through the plate to the heat flux in the soil in the same plane, but at great distances from the transducer (Eq. (3)). The geometrical effect is expressed as a factor H , that is related to α by Eq. (4). This equation is given as a general form for thin heat flux transducers. It is assumed to be valid by analogy with the following equation for the oblate spheroid:

$$H = 1 - (\pi/2)\eta, \quad (9)$$

where η is a dimensionless constant (like r), equal to the ratio of the minor axes to the major axes ($\eta < 1$). Eq. (9) is given as “an acceptable approximation for η small” (Philip, 1961) of the exact value of H , that is

$$H = \frac{1}{(1 - \eta^2)} - \frac{\eta}{\sqrt[3]{1 - \eta^2} \tan(\sqrt{1 - \eta^2} / \eta)}. \quad (10)$$

Applying Eqs. (9) and (10), Mogensen (1970) found values of α of [1.31; 1.70] for his transducer, while his experimental value was 1.02. The experimental results of Howell and Tolk (1990) confirmed the theoretical overestimate: the α values were [0.44; 1.15]. The gap between theory and experiment has been attributed to a mild dependence of α on the soil thermal conductivity (Philip, 1961), the non-uniform construction of the heat flux meter, or the method of calculating the mean values (Mogensen, 1970), discrepancies in the assumed transducer thermal conductivity, transducer dimensions, or thermal contact effects between the transducer and the calibration medium (Howell and Tolk, 1990).

Our field results suggest that the spheroid model is too rough an approximation. The calibration slope depends on the ratio between the heat flux in the soil and the heat flux in the sensitive part of the transducer. The heat flux density is the same everywhere in a uniform spheroid, so that the only effect of the transducer on the heat flow lines is at the surface of the spheroid. On the contrary, there are several thermal heterogeneities between the soil and the sensitive part of the transducer in a real fluxmeter. Thus, the calibration slope of a homogeneous spheroid depends only on its area (i.e. pure geometry), while in real fluxmeter it depends on the geometry of the thermal heterogeneities. Since electrical transducers are always composed of conductive and insulating materials, the ‘homogeneous spheroid’ simplification is not valid for this type of study. Thermal heterogeneities have a major impact on the calibration, i.e. on the temperature gradient across the thermocouple junctions. A sound theoretical approach should account for the geometry of the thermal heterogeneities within the transducer. Then, the sensitivity of the transducers calibration to various field situations could be better studied and reduced by optimizing internal thermal heterogeneities.

6.2. The contact resistance

Philip (1961) neglected this term, while many authors have used it to explain discrepancies between observations and the theory. We have tried to account for its influence by analyzing a simple case with a theoretical approach. When the soil heat flux plate does not disturb the local energy balance, there are at least two levels in the soil, one below and one above the heat fluxmeter, where the temperature is not affected by the transducer. The expressions of the soil heat flux for a one-dimensional steady-state heat flux through two layers of soil having the same temperatures at the upper and the lower boundaries can be compared. One layer is disturbed by a soil heat flux plate placed in the center of the layer and the other layer is not (Fig. 7). The following equation is presented in Appendix A (Eq. A6). It is comparable to Eq. (2) based on the theory of Philip (1961):

$$\frac{G_s}{U_t} = K \left[1 + \frac{Th_t}{Th_s} \left(\frac{\lambda_c}{\lambda_t} - 1 \right) + \frac{2Th_{tc}}{Th_s} \left(\frac{\lambda_c}{\lambda_{tc}} - 1 \right) \right] \quad (11)$$

Comparison of these two equations (G_s/U_t is the calibration slope a when the calibration constant b is equal to zero) shows that the coefficient of the $(\lambda_c/\lambda_t - 1)$ factor depends on geometrical factors only. Here, the geometrical coefficient is Th_t , the thickness of the transducer, because we consider the one-dimensional case. In reality, the shape, the area and the contrasts in thermal conductivities will probably also affect the geometrical coefficient. The form of the coefficient of $(\lambda_c/\lambda_t - 1)$ is similar to that of Philip (1961) where the thickness of the transducer appears at the first order in the coefficient r . It can be related to the linear relationship between a and λ_c (Fig. 6).

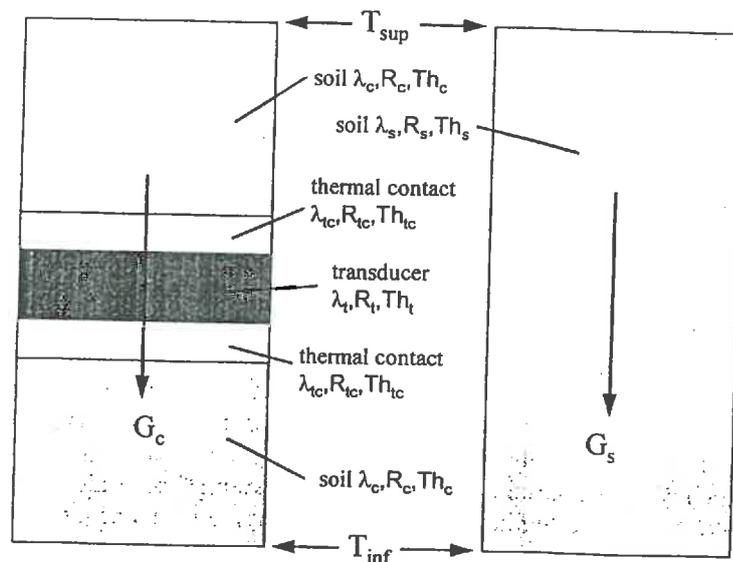


Fig. 7. Illustration of the simplified case considered for assessing the thermal contact effect between the soil and the transducer.

Eq. (11) has an additional term that depends on the soil conductivity and on the thermal contact. This term is a priori positive, since λ_c should be greater than λ_{tc} (λ_c varies between 0.3 and 3 W m⁻¹ K⁻¹ according to Fuchs and Tanner, 1968; λ_{tc} varies between 0.027 and 0.118 W m⁻¹ K⁻¹ according to Fuchs and Hadas, 1973). Hence, the field calibration coefficients should be greater than the laboratory calibration coefficient. In fact, thermal contact is ensured in the laboratory by packing the calibration medium, while in the field the soil layer above the sensor must not be disturbed. For example, the bulk density of the calibration medium was $1.66 \cdot 10^3$ kg m⁻³ in the study of Howell and Tolk (1990), while in our study it was less than $1.5 \cdot 10^3$ kg m⁻³ for the three soils. The laboratory calibration medium does not include the coarse fraction of the soil, aggregates or stones.

The last term in the brackets of Eq. (11) also shows that the calibration coefficient decreases with time in sandy or silty soils due to reorganization of the particles and aggregates at the upper surface of the plate and a decrease in the air gaps (decrease of r_{tc}) and that it can increase with time in shrinking–swelling soils where the plate creates a preferential location for fissures (increased air gaps followed by an increase in r_{tc}).

This simple approach shows how the slope of the relationship between the calibration slope and the soil thermal conductivity λ_c depends on the thermal contact between the soil and the transducer and is confirmed by the experimental observations. The slope α of the relationship between the calibration slope a and the soil thermal conductivity decreased significantly for the chalky soil after the rainfall on Julian day 120 (Fig. 6). The thermal contact resistance may only decrease after the rainfall, due increase in the soil water content and soil structure rearrangements around the transducer (e.g., deposition of silt particles on the upper surface of the plates).

7. Conclusion

Comparison of two types of heat fluxmeters for measuring soil heat fluxes at half-hourly intervals, in a wide range of weather and soil conditions, shows that both fluxmeters must be calibrated in the field for accurate observations. The experimental results, supported by a theoretical study based on Philip (1961), show that the transducer thermal conductivity is of primary importance when calibration is possible and when the soil thermal conductivity does not vary widely. The thickness of the fluxmeter becomes predominant when field calibration is not possible, or when the soil thermal conductivity varies, following periods of rain and sunny weather. The printed circuit fluxmeters whose thickness are 1/10^e the thickness of thermopiles should have better relative calibration errors. The experiment confirmed the trends predicted by the theory of Philip (1961), but the differences between the two transducers were not as clear as predicted.

The daily calibration of the transducers also showed that the Philips theory does not completely describe the variability of the calibration coefficients, especially the influence of the geometrical characteristics. Some of the assumptions made by Philip (1961) are discussed and the calibration coefficient is expressed using another approach accounting for the thermal contact between the soil and the transducer. This new approach shows the way the contact resistance at the soil-transducer interface influences the calibration coefficient.

Appendix A

In the undisturbed layer, the following set of equations can be written:

$$G_s = (T_{\text{sup}} - T_{\text{inf}}) / R_s \quad (\text{A.1a})$$

$$R_s = \text{Th}_s / \lambda_s, \quad (\text{A.1b})$$

where G_s refers to the soil heat flux, λ_s to the thermal conductivity, R_s to thermal resistance, Th_s to the thickness of the layer, T_{sup} and T_{inf} to the temperatures at the upper and the lower boundaries respectively, the suffix s refers to the soil when it is not disturbed by the sensor.

In the layer with the fluxmeter, the same equations can be written

$$G_c = \frac{(T_{\text{sup}} - T_{\text{inf}})}{2(R_c + R_{\text{tc}} + R_t/2)} \quad (\text{A.2a})$$

$$\lambda_c = \lambda_s \quad (\text{A.2b})$$

$$R_c = \text{Th}_c / \lambda_c \quad (\text{A.2c})$$

$$R_{\text{tc}} = \text{Th}_{\text{tc}} / \lambda_{\text{tc}} \quad (\text{A.2d})$$

$$R_t = \text{Th}_t / \lambda_t \quad (\text{A.2e})$$

We can also write

$$\text{Th}_s = 2(\text{Th}_c + \text{Th}_{\text{tc}} + (\text{Th}_t/2)). \quad (\text{A.3})$$

The symbol R refers to thermal resistance and Th to thickness of the sublayers, the suffix tc refers to the thermal contact, c to the calibration medium (i.e. the soil around the sensor; we assume that the soil thermal conductivity is uniform and not affected by the sensor) and t to the transducer. The thickness and the thermal conductivity of the thermal contact sublayer are only 'virtual characteristics'. They are here defined in order to have a uniform relationship with the thermal resistance or the thermal conductivity. Though the thermal contact is physically better accounted for by a thermal resistance, it is more convenient to introduce the thermal conductivity in order to develop equations comparable to the equations resulting from the theory of Philip (1961).

Eqs. (A.1a) and (A.2a) give the heat conduction equation as a function of the thermal resistance instead of thermal conductivity (cf. Eq. (8)). Eq. (A.2a) uses the additivity of the resistances. Eqs. (A.1b), (A.2c), (A.2d) and (A.2e) relate the thermal resistances and conductivities.

From Eqs. (A.1a) and (A.2a), the ratio of the soil heat fluxes in the undisturbed and disturbed layers can be written as

$$\frac{G_s}{G_c} = \frac{2(R_c + R_{\text{tc}} + R_t/2)}{R_s}. \quad (\text{A.4})$$

By introducing $(R_s - R_s)$ in the numerator of the resistance ratio $(R_s + [2(R_c + R_{\text{tc}} + R_t/2) - R_s])$

+ $R_t/2$) - R_s]) and introducing the thermal conductivities (Eqs. (A.2c), (A.2d), (A.2e), (A.1b) and (A.3)), we obtain

$$\frac{G_s}{G_c} = 1 + \frac{2[(Th_c/\lambda_c) + (Th_{tc}/\lambda_{tc}) + (Th_t/2\lambda_t)] - 2[(Th_c + Th_{tc} + Th_t/2)/\lambda_s]}{2[(Th_c + Th_{tc} + Th_t/2)/\lambda_s]} \quad (A.5)$$

Then, with Eq. (A.2b) and $G_c = K \cdot U_t$, where U_t is the transducer output in mV, we come to Eq. (11) as presented Section 6.2

$$\frac{G_s}{U_t} = K \left(1 + \frac{Th_t}{Th_s} \left(\frac{\lambda_c}{\lambda_t} - 1 \right) + \frac{2Th_{tc}}{Th_s} \left(\frac{\lambda_c}{\lambda_{tc}} - 1 \right) \right) \quad (A.6)$$

References

- Berard, R.G. and Thurtell, G.W., 1990. Soil temperature measurements. *Remote Sensing Rev.*, 51: 293–299.
- Cellier, P., Richard, G. and Robin, P., 1996. Partition of sensible heat into bare soil and the atmosphere. *Agric. Forest Meteorol.*, in press.
- Deacon, E.L., 1950. The measurement and recording of the heat flux into the soil. *Q. J. R. Met. Soc.*, 76: 479–483.
- De Vries, D.A., 1963. Thermal properties of soils. In: W.R. van Wijk (Editor), *Physics of Plant Environment*. North Holland, Amsterdam, pp. 210–235.
- Dorigny, A., 1993. *Métrieologie des grandeurs caractéristiques des transferts thermiques dans les sols*. Thèse Doct. du C.N.A.M., spécialité Systèmes Physiques et Métrieologie, June 1993, 290 pp.
- Fritschen, L.J. and Gay, L.W., 1979. *Environmental instrumentation*. Springer, New York, 216 pp.
- Fuchs, M. and Hadas, A., 1973. Analysis of the performance of an improved soil heat flux transducer. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 37: 173–175.
- Fuchs, M. and Tanner, C.B., 1968. Calibration and field test of soil heat flux plates. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 32: 326–328.
- Hatfield, H.S. and Wilkins, F.J., 1950. A new heat flow-meter. *J. Sci. Instr.*, 27: 1–3.
- Héris, Ph. and Théry, P., 1992. Measurements on the thermoelectric properties of thin layers of two metals in electrical contact. Application for designing new heat-flow sensors. *Meas. Sci. Technol.*, 3: 495–500.
- Howell, T.A. and Tolck, J.A., 1990. Calibration of Soil Heat Flux Transducers. *Theor. Appl. Climatol.*, 42: 263–272.
- Maréchal, J.C., 1988. Fluxmètres thermiques à faible inertie. *Société Française des Thermiciens, Journée d'Étude du 20 Janvier 1988*, 6 pp.
- Massman, W.J., 1992. Correcting errors associated with soil heat flux measurements and estimating soil thermal properties from soil temperature and heat flux plate data. *Agric. For. Meteorol.*, 59: 249–266.
- Mogensen, V.O., 1970. The calibration factor of heat flux meters in relation to the thermal conductivity of the surrounding medium. *Agric. Meteorol.*, 7: 401–410.
- Phillip, J.R., 1961. The theory of heat flux meters. *J. Geophys. Res.*, 66: 571–579.
- Portman, D.J., 1958. Conductivity and length relationships in heat-flow transducer performance. *Trans. Am. Geophys. Union*, 39: 1089–1094.
- Tanner C.B., 1963. *Basic instrumentation and measurements for plant environment and micrometeorology*. Soils Bull. No. 6, Dep. of Soil Sci., Univ. Wisconsin, Madison.
- Théry, P., Ravalitera, G. and Cornet, M., 1983. US Patent No. 4,382,154; 1988 US Patent No. 4,717,786.

Soil moisture monitoring at the field scale using automatic capacitance probes

A. CHANZY^a, J. CHADOEUF^b, J. C. GAUDU^a, D. MOHRATH^a, G. RICHARD^c & J. BRUCKLER^a

^aINRA, Science du Sol, Site Agroparc, 84914 Avignon Cedex 9, France, ^bINRA, Unité de Biométrie, Site Agroparc, 84914 Avignon Cedex 9, France, and ^cINRA, Unité d'Agronomie, Rue F. Christ, 02007 Laon Cedex, France

Summary

The capacitance probe is an attractive device for monitoring soil moisture automatically. However, its sphere of influence is rather small (a few cubic centimetres only). We have analysed the possibility of monitoring moisture at the field scale using only a few probes (≤ 3). We calibrated each probe by establishing a direct relation between the field average soil moisture θ_f and the signal given by the probe. As in earlier studies, we found that a linear relation is generally suitable. A classical statistical analysis was performed to assess the error of a single probe. When replicate probes were installed, we obtained replicate estimates of θ_f . We proposed an estimator $\hat{\theta}_f$ that combines all replications optimally.

Three experiments each lasting several months were carried out on bare tilled fields to evaluate the probe against gravimetric measurements. Our results show that the calibrations differ significantly from one probe to another. Once calibrated, the capacitance probe provided accurate soil moisture measurements (70% of the calibration relations had residual standard deviations $< 0.02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), but it is advisable to have at least two replicate probes. Soil water storage was well estimated by combining four to seven probes to establish the moisture profile, despite the error induced by each probe. Moreover, the temporal variations in water storage were accurately measured by the probes. We found an error of 0.6 mm day^{-1} (standard deviation) in daily variation of the water storage, which partly involved the error made on the reference measurements (gravimetric method).

Introduction

There is an increasing need to establish sites to monitor soil moisture for environmental studies. Among the existing soil moisture sensors, those based on the measurement of the soil electric constant by time domain reflectometry (TDR) or by capacitance probes are attractive. Indeed, these devices can be automated and left safely in fields without particular care, unlike neutron probes. The capacitance probe has interesting properties for the instrumentation of an automatic site of soil moisture measurements. The devices deliver standard outputs that can be recorded by any data logger. The electrodes of the probes can easily be installed at the required depth from the surface (like a tensiometer) without disturbing the soil by digging holes. However, the 'sphere of influence', defined as the soil volume around the probe's electrodes influencing the capacitance measurement, is limited to the region immediately around the electrodes and is therefore small. The dimension of the sphere of influence depends on the electrode's size. Gaudu *et al.* (1993) have shown experimentally that the volume

explored by the capacitance probe is limited to a few centimetres around the electrodes. Moreover, Dean *et al.* (1987) and Gaudu *et al.* (1993) have shown that heterogeneity in the sphere of influence (air cavities, stones) may dramatically affect the relation between the signal of the probe (S) and the soil volumetric water content (θ). Nevertheless, the capacitance probe accurately measures soil moisture when it is calibrated (Bell *et al.*, 1987; Gaudu *et al.*, 1993; Ould Mohamed *et al.*, 1997).

Numerous applications require soil moisture at the field scale. A field is considered as a homogeneous surface of several square metres to several hectares. It is assumed here that soil moisture can be modelled as the realization of a stationary random process. When a field contains distinct portions that differ in their hydraulic behaviour, the approach that we describe below should be applied to each portion separately. Furthermore, as the soil moisture is spatially variable, sampling must be replicated. For instance, Bertuzzi *et al.* (1994) and Vandervaere *et al.* (1994) recommend installing at least 10 access tubes in a field when soil moisture is measured by a neutron probe. With the capacitance probe this number is expected to be larger, since it explores a smaller

Correspondence: A. Chanzy. E-mail: achanzy@avignon.inra.fr
Received 18 July 1996; revised version accepted 10 June 1998

soil volume than the neutron probe, which offers better spatial averaging of soil moisture (Couchat, 1977). In addition, to characterize the vertical soil moisture profile it is necessary to install several probes at different depths. Thus the number of probes required increases very quickly.

In most cases the number of replications is likely to be limited by cost considerations rather than by statistical nicety. With this in mind, we wanted to see whether soil moisture could be monitored at the field scale with only a few capacitance probes (≤ 3). Firstly we proposed a calibration strategy and a statistical framework to provide an estimate of the field volumetric water content (θ_f) when several probes are installed. The approach proposed was then evaluated against experimental results collected in five experiments each lasting several months. The evaluation was made using two kinds of variable defined at the field scale: the soil volumetric water content (θ_f) at a given depth and the soil water storage (W_{sf}) defined by the integration of the soil moisture profile over depth. With W_{sf} it was necessary to use several probes which can raise accuracy problems because of error accumulation.

Calibration strategy

Calibration strategy and analysis

The calibration of a soil moisture probe consists of establishing the relation between the probe's signal and soil moisture measured by a reference method. To estimate the field average moisture a common approach is to calibrate each probe and then average the measurements. In our study we assumed that a maximum of three probes can be installed at each depth. These are too few to account for the soil moisture spatial variability. Consequently, we decided to set up the relation between the field's average volumetric water content (θ_f) given by a reference method and the capacitance probe's signal (S). This relation comprises four components:

- the probe's calibration which relates the measured signal to the soil's dielectric constant (ϵ);
- the relation between ϵ and θ ;
- the soil perturbations within the probe's sphere of influence (presence of gravel, air gaps, cracks, etc.), which affect the relation between the measured signal and the soil's dielectric constant;
- the relation between soil moisture in the probe's sphere of influence (θ_{loc}) and θ_f , the soil moisture at the field scale.

There are known relations for components (a) and (b). The calibration of the probe (a) is determined experimentally. The relation between ϵ and θ (b) can be either given by theoretical models (Dobson *et al.*, 1985) or established empirically (Topp *et al.*, 1980). This relation depends on the soil properties (texture, dry bulk density) and the soil's temperature.

Components (c) and (d) are far more difficult to establish. Installing the probes with special care may minimize the soil perturbations in the sphere of influence

of the probe (c). Component (d) raises the question of the extent to which the capacitance probe represents the whole field. The relation between θ_{loc} and θ_f does not have an analytic form that we can define a priori. Indeed, it is probably neither linear over the whole range of soil moisture nor stable in time. Consequently, the analytic form of the calibration, $\theta_f = f(S)$, function is not known before the experiment. From experimental results given in the literature (Gaudu *et al.*, 1993; Ould Mohamed *et al.*, 1997) or collected in this study, we assume, however, that the function is linear as a first approximation.

Statistical analysis with one probe

For a probe i , the calibration relation is linear and can be written as

$$\hat{\theta}_{fi} = \hat{a}_i S_i + \hat{b}_i + e_i, \quad (1)$$

where $\hat{\theta}_{fi}$ is the estimator of θ_f , S_i is the probe signal, \hat{a}_i and \hat{b}_i are estimated coefficients, and e_i is the error term, which is assumed to be independent from one date to another and identically distributed. This assumption will be discussed later. The coefficients \hat{a}_i and \hat{b}_i are computed using the Gauss linear model of regression (Webster, 1997). The variance of prediction of $\hat{\theta}_{fi}$ estimated by the capacitance probe can be written as

$$\text{var}(\hat{\theta}_{fi}) = \Omega_i^2 = \sigma_i^2(1 + K_i), \quad (2)$$

where σ_i^2 is the residual variance of the linear regression, Equation (1), and K_i expresses the variance due to the error in estimating the coefficients (K_i is given in the Appendix).

Statistical analysis with replicate probes

Let us suppose we have n capacitance probes installed in the field at the same depth. Because in this study we assume that only a few replicate probes are allowed, we calibrated each probe against the same set of reference data containing the θ_f measured at different dates. Consequently, when n probes are installed we obtain n estimates of θ_f . In earlier studies, Ould Mohamed *et al.* (1997) did not account for replications. Haverkamp *et al.* (1984), Bertuzzi *et al.* (1994) and Vanderwaere *et al.* (1994) have proposed a statistical framework for the neutron method when several access tubes are installed. They considered that the neutron probe is calibrated locally for each tube and then averaged the results over the field. With our calibration strategy we cannot use their approach because the replicate probes give estimates of the same quantity θ_f . We have to see how these estimates can be combined to improve the accuracy of θ_f . We compared two estimators in this study: $\hat{\theta}_{fi}$, which is the average of $\hat{\theta}_{fi}$ obtained with the n probes (i is the probe index), and

Table 1 Description of the experimental sites

Field	Field area /ha	Sand /%	Clay /%	Dry bulk density ^a /g cm ⁻³				
				0-5 ^b	5-10	10-15	15-20	> 20
Laon92								
Laon92-A	1	1.7	13.9	1.18	1.32	1.32		
Laon92-C	0.2	1.7	13.9	1.31	1.55	1.53		
Laon92-S	5	1.7	13.9	1.03	1.19	1.26		
Vignon93	0.08	11	27.2	1.44	1.45	1.46	1.46	
Vignon95	0.08	11	27.2	1.25	1.24	1.23	1.43	1.64

^aField average soil dry bulk density measured with a transmission gamma-ray probe (Bertuzzi *et al.*, 1987).

^bCorresponds to the soil layer boundaries (given in cm).

$\hat{\theta}_{t2}$, which is defined as the best unbiased linear estimator defined by

$$\hat{\theta}_{t2} = \sum_{i=1}^n w_i \hat{\theta}_{ti}, \quad (3a)$$

where n is the number of probes. In the Appendix we demonstrate that:

$$w_i = \frac{1/\Omega_i^2}{\sum_{i=1}^n 1/\Omega_i^2}, \quad (3b)$$

where Ω_i^2 is given by Equation (2). All these estimators are unbiased. The weighting function w_i is a way of increasing the weight of the $\hat{\theta}_{ti}$ estimators with small variance, whereas with the estimator $\hat{\theta}_{t1}$ each probe has the same weight $1/n$. Assuming that the error terms e_i , Equation (1), between dates and sites are independent, the variance of prediction of the two above-mentioned estimators is

$$\text{var}(\hat{\theta}_{t1}) = \frac{\sum_{i=1}^n \Omega_i^2}{n^2} \quad (4)$$

$$\text{var}(\hat{\theta}_{t2}) = \frac{1}{\sum_{i=1}^n 1/\Omega_i^2} \quad (5)$$

The $\hat{\theta}_{t2}$ estimator is defined as the best linear combination of $\hat{\theta}_{ti}$ that minimizes the variance of prediction. Therefore, given the preceding independence assumption,

$$\text{var}(\hat{\theta}_{t2}) < \text{var}(\hat{\theta}_{t1}). \quad (6)$$

When the number of calibration points is large enough, K_i of Equation (2) tends to 0, and the weighting function w_i given in Equation (3b) can be simplified by

$$w_i \cong \frac{1/\sigma_i^2}{\sum_{i=1}^n 1/\sigma_i^2}. \quad (7)$$

Using this weighting function, the variance of prediction of $\hat{\theta}_{t2}$ is approximated by

$$\text{var}(\hat{\theta}_{t2}) \cong \frac{1}{\sum_{i=1}^n 1/\sigma_i^2}. \quad (8)$$

In the following sections, $\hat{\theta}_{t2}$ the estimator is defined by the simplified equation of w_i , Equation (7).

Materials and methods

Experiments

We did three experiments that consisted of making measurements with capacitance probes over several months. One, two or three measuring sites were chosen in each field. The sites were equipped with five to seven probes located at different depths. The probes were connected to a data logger, and the measurements were recorded at intervals of 10–20 min. Independent measurements of the volumetric water content were made on some dates using the gravimetric method. The reference θ_f for calibrating the capacitance probe was then obtained by averaging the volumetric water content, measured gravimetrically, of soil samples collected over the field at a given date. The three experiments differed by the soil type (Table 1), the agricultural practices, and the depth explored.

The first experiment (Laon92) was done near Laon (49°3'N, 3°4'E, north of France) on a Gleyic Luvisol soil with a silt

Table 2 Descriptions of the soil moisture measurements

Experiment	Experimental period	Number of sites	Capacitance probe depth /cm	Gravimetric sampling layer /cm	Number of gravimetric replications
For all Laon sites:					
Laon92					
Laon92-A	18 April–10 July 1992	1	2, 4, 6, 8.5, 12.5		6
Laon92-C	18 April–10 July 1992	1	2, 4, 6, 8.5, 12.5	0–0.5, 0.5–1, 1–2, 2–3, 3–4,	6
Laon92-S	24 April–10 July 1992	1	2, 4, 6, 8.5, 12.5	4–5, 5–7, 7–10, 10–15	6
Avignon93	29 April–5 July 1993	3	2.5, 4, 8.5, 12.5, 17.5	0–0.5, 0.5–1, 1–2, 2–3, 3–4, 4–5, 5–7, 7–10, 10–15, 15–20	5–9
Avignon95	1 June–4 October 1995	2	2.5, 7.5, 12.5, 17.5, 30, 50, 70	0–5, 5–10, 10–15, 15–20, 20–30, 30–40, 40–50, 50–60, 60–70, 70–80	4–8

loam texture. The measurements were limited to the ploughed layer. Three bare fields were prepared with different tillage practices as follows.

1 Laon92-A, ploughed and prepared with a reciprocating harrow in autumn. The soil surface was then compacted naturally by winter rain.

2 Laon92-C, prepared as Laon-A, but then compacted by tractor wheels over the entire surface.

3 Laon92-S, ploughed in December and tilled with a combined cultivator in early April.

The second experiment (Avignon93) was at the Avignon research centre of INRA (43°55'N, 4°53'E, south of France) on a wheat field. The soil was calcareous with a silty clay loam texture. As for the Laon92 experiment, the moisture was measured only within the ploughed layer.

The third experiment (Avignon95) was done on the Avignon93 field. The surface of the soil was left bare, and moisture was measured from the surface to 80-cm depth. The field was prepared with a rotary plough followed by a rotavator and a maize drill (without seeds).

Soil moisture measurements

The gravimetric measurements were made by sampling profiles at several places randomly chosen within the experimental fields. The number of profile replications and the depths are given in Table 2. Moisture was averaged for each depth, and the volumetric water content was computed using the average dry bulk density measured at each depth of soil with a transmission gamma-ray device (Bertuzzi *et al.*, 1987). For all experiments we used the HUMICAP (Nardeux, Loches, France) capacitance probe, which measures the real part of the soil dielectric constant. Gaudu *et al.* (1993) and Ould Mohamed *et al.* (1997) have described the probe in detail. It operates at 38 MHz and it is formed by two stainless steel electrodes located along the same axis. One electrode is annular with a length of

10 mm and a diameter of 21 mm. The other is a rod (25 mm long, 2 mm diameter) located just below the annular electrode. The electrodes are mounted on the end of an interchangeable plastic tube in order to install the electrodes at the required depth. The capacitance probes were calibrated in air and ethanol to derive ϵ from the electric signal delivered by the sensor. Because the residual error of the calibration lines, $\epsilon(S)$, was small, we assumed that the signal is given by the dielectric constant.

The probes were embedded horizontally within the top 10-cm soil layer to ensure stability of the probes. They were installed vertically when placed in deeper layers. The influence of the electric conductivity on ϵ , which is governed mainly by soil salinity, was corrected electronically. Gaudu *et al.* (1993) found that this correction is efficient for electrical conductivity less than 3 mS cm⁻¹.

Calibration of the soil moisture probes

Each probe was calibrated using the reference θ_f . The thickness of the soil layer for characterizing θ_f was not necessarily taken as the vertical extent of the sphere of influence. In fact, each probe at a given depth represented a soil layer. For instance, with the Avignon95 experiment, the 0–5, 5–10, 10–15, 15–20, 20–40, 40–60 and 60–80-cm layers were used to calibrate the capacitance probes at 2.5, 7.5, 12.5, 17.5, 30, 50 and 70 cm, respectively. With such a layering, the continuity from the surface to the bottom of the soil profiles is assured for computing the water storage, W_s , which was then determined by

$$W_s = \sum_{j=1}^P \theta_{fj} \cdot \Delta z_j, \quad (9)$$

where Δz_j is the thickness of layer j and P is the number of probes to describe the volumetric water content profile. The

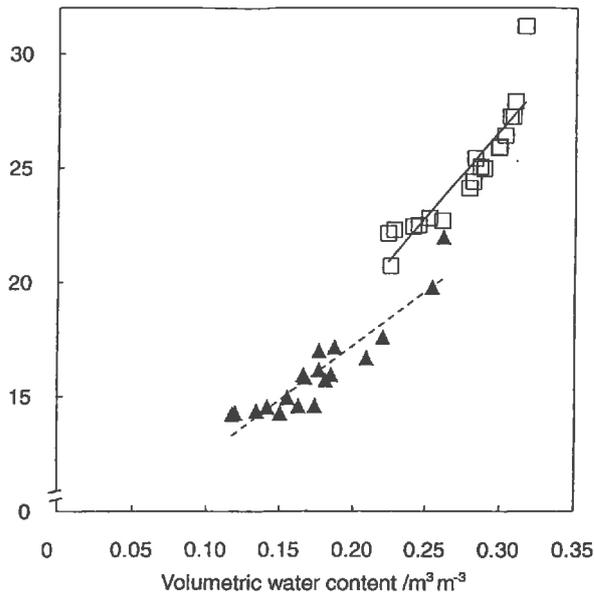


Figure 1 Calibration relation of the probe located at 7.5 cm in the Laon92-C experiment (□) and the probe located at 2 cm in the Laon92-S experiment (▲).

thickness is given in mm in order to express W_s in mm of water, which represents the equivalent height of water stored in the soil.

Results

Capacitance probe calibration

Figure 1 displays the calibration data of two capacitance probes in the Laon92 experiment. It shows that the calibration is sensibly linear. The calibration relations for the two probes are different, however. Table 3, which summarizes results of calibrating all the probes in all three experiments, confirms the variability in the regression coefficients. We can find many cases of probes that differ more in regression coefficients than in their prediction (σ_a, σ_b) as for the probes at 2.5 cm in the Avignon93 experiment.

To give a physical interpretation of our results, we added the regression results of the relation $\varepsilon = f(\theta)$ in Table 3. Physically, the regression coefficient should not exceed 80 because the relative dielectric constant of free water is 80. Consequently, regression coefficients larger than 80 (six occurrences in Table 3) are explained by the component (d) defined earlier, which perturbs the relation between θ_f and θ_{loc} . Such large regression coefficients are obtained when the range of variation in θ_{loc} is larger than that of θ_f . Results obtained from the intercepts of the regression lines also fall outside the physical range of values [3–7]. Again, there are no physical considerations to explain the small slope coefficients, which in some cases much less than 80. Such values are again

explained by the component (d) of the calibration relation as well as the perturbation in the probe's sphere of influence (component c). Therefore the variation in probe calibration is more influenced by the probe installation and its location in the field than by the physical factors that influence the $\varepsilon(\theta)$ relation. Because the variations in the calibration relation cannot be predicted it is necessary to calibrate each probe.

The residual standard deviations, σ_{res} , of the regression computed for the calibrations are also shown in Table 3. It is encouraging to note that 70% of the probes have σ_{res} less than $0.02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. As a comparison, the residual standard deviation obtained with a neutron probe implemented concurrently with the probe during the Avignon93 and Avignon95 experiments ranged from 0.01 to $0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, depending on the depth. A more thorough analysis of the data has shown that 12 of the 13 worst calibrations, i.e. $\sigma_{res} > 0.02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, were for the probes of Laon92-A, Laon92-S and Avignon95 installed in the tilled layer (depth < 20 cm). Freshly tilled soil contains a large proportion of small clods, which prevent good contact between the soil and the electrodes.

Comparison of the $\hat{\theta}_f$ estimators

The $\hat{\theta}_f$ estimators have been compared on the basis of the prediction error by splitting the data set for the capacitance probe calibration into two parts. One half of the data was used to calibrate the probes, whereas the other half was used to compute the error of prediction. Results are reported in Table 4 for the Avignon93 and Avignon95 experiments. The results are limited to the depth where there are at least nine measurements to compute the error of predicting θ_f .

The differences between $\hat{\theta}_{f1}$ and $\hat{\theta}_{f2}$ were not very significant in the Avignon93 experiment, whereas in the Avignon95 experiment $\hat{\theta}_{f2}$ was similar to or better than $\hat{\theta}_{f1}$. Table 4 shows that the moisture prediction given by the best probe ($\hat{\theta}_{fi}$), i.e. the probe with the smallest error of prediction, is sometimes better than the moisture predicted with $\hat{\theta}_{f2}$ the estimator (see Avignon95 experiment at 2.5, 7.5 and 12.5 cm). This means that a probe with a poor calibration relation does not improve the prediction of θ_f when the calibration of the other probes is satisfactory. Such a result contradicts the fact that $\hat{\theta}_{f2}$ is the best linear unbiased estimator. This contradiction can be explained by the hypothesis of independence between measurements, which is not always verified.

The first three columns of results in Table 4 (labelled Site 1, 2 and 3) represent the case where only one probe was used to estimate the field average moisture. The risk of using only one probe is clearly demonstrated in the case of the Avignon95 experiment. At 2.5, 7.5 and to a lesser extent 17.5 cm, the estimates of the field average moisture were poor at one of the two sites. Moreover, the use of several probes provided far better estimates than with the worst site, whatever the estimator ($\hat{\theta}_{f1}, \hat{\theta}_{f2}$). Such results

Table 3 Statistical results of the probe calibration

Experiment	Site	Layer /cm	Probe depth /cm	T^a	\hat{a} /m ³ m ⁻³	\hat{b} /m ³ m ⁻³	$\sigma_{\hat{a}}$ /m ³ m ⁻³	$\sigma_{\hat{b}}$ /m ³ m ⁻³	σ_{res}^b /m ³ m ⁻³	r^2	$\varepsilon = f(\theta)^c$	
											Origin /m ³ m ⁻³	Slope /m ³ m ⁻³
Avignon93	1	0-4.5	2.5	22	0.0198	-0.059	0.0007	0.0112	0.0103	0.97	3.31	49.26
	2	0-4.5	2.5	21	0.0155	-0.0747	0.0007	0.0144	0.0118	0.96	5.41	62.01
	3	0-4.5	2.5	19	0.0139	-0.0565	0.0006	0.0131	0.0107	0.97	4.63	69.33
	1	4.5-7.5	6	23	0.0189	-0.1243	0.0008	0.0154	0.0115	0.97	7.05	51.22
	2	4.5-7.5	6	23	0.013	-0.0316	0.0005	0.0107	0.0105	0.97	3	74.93
	3	4.5-7.5	6	22	0.0132	-0.0541	0.0005	0.0124	0.0106	0.97	4.7	73.08
	1	7.5-10	8.5	23	0.0173	-0.0421	0.0006	0.0108	0.0101	0.97	2.83	56.35
	2	7.5-10	8.5	23	0.0179	-0.1037	0.0005	0.0096	0.0076	0.99	6	54.97
	3	7.5-10	8.5	23	0.0183	-0.0435	0.0007	0.0123	0.0114	0.97	2.86	52.89
	1	10-15	12.5	8	0.0157	-0.0444	0.0013	0.0284	0.0103	0.96	3.67	61.03
	2	10-15	12.5	9	0.0132	-0.0372	0.0018	0.0468	0.0169	0.87	5.74	66.03
	3	10-15	12.5	9	0.016	-0.0071	0.0018	0.0356	0.0144	0.91	2.19	56.85
	1	15-20	17.5	9	0.0114	0.0281	0.0017	0.0428	0.0191	0.85	1.67	74.81
	2	15-20	17.5	8	0.007	0.1623	0.0019	0.0411	0.03	0.66	-8.1	93.47
	3	15-20	17.5	7	0.0113	0.0359	0.0024	0.0583	0.0241	0.79	2.58	69.77
Avignon95	1	0-5	2.5	24	0.0221	-0.0548	0.001	0.0111	0.0212	0.96	2.82	43.25
	2	0-5	2.5	24	0.0269	-0.0941	0.003	0.0311	0.0475	0.78	4.91	29.02
	1	5-10	7.5	13	0.0046	0.1377	0.0041	0.05	0.05	0.09	7.84	20.8
	2	5-10	7.5	13	0.009	0.0509	0.002	0.033	0.0324	0.62	2.43	69.23
	1	10-15	12.5	13	0.0083	0.0165	0.0018	0.0408	0.0219	0.65	6.79	78.4
	2	10-15	12.5	13	0.0068	0.0656	0.0022	0.0463	0.0276	0.44	7.25	64.19
	1	15-20	17.5	13	0.0049	0.1524	0.0018	0.0367	0.0187	0.37	0.81	75.51
	2	15-20	17.5	13	0.0021	0.2174	0.0021	0.0403	0.0225	0.08	9.6	37.45
	1	20-40	30	9	0.0058	0.1476	0.0017	0.0471	0.0141	0.58	-3.56	100.97
	2	20-40	30	9	0.0083	0.0535	0.0011	0.0337	0.0077	0.87	-1.82	104.78
	1	40-60	50	9	0.0069	0.1075	0.0018	0.0557	0.0115	0.64	0.89	93
	2	40-60	50	9	0.0084	0.2008	0.0026	0.0369	0.0127	0.56	-7.34	66.93
	1	60-80	70	9	0.0065	0.1115	0.0042	0.1235	0.0137	0.23	18.78	35.7
	2	60-80	70	9	0.0153	-0.0477	0.0091	0.2072	0.0134	0.26	17.64	17.17
Laon92-A	0-3	2	19	0.0226	-0.1709	0.0029	0.0454	0.0286	0.77	9.37	34.03	
	3-5	4	20	0.0144	-0.0227	0.0024	0.042	0.023	0.65	7.03	44.83	
	5-7	6	22	0.0168	-0.155	0.0015	0.0343	0.0146	0.86	11.19	51.36	
	7-10	7.5	22	0.0098	0.0272	0.0014	0.0304	0.0203	0.7	4.47	71.84	
	10-15	12.5	22	0.0119	-0.0528	0.0012	0.0305	0.0147	0.82	8.12	68.63	
Laon92-C	0-3	2	19	0.021	-0.2365	0.0026	0.0542	0.0261	0.78	13.28	37.16	
	3-5	4	19	0.0101	0.0268	0.0007	0.0171	0.0099	0.91	-0.39	90.1	
	5-7	6	19	0.0095	0.0443	0.0011	0.028	0.0138	0.79	1.32	83.73	
	7-10	7.5	19	0.0104	0.0163	0.0011	0.0277	0.0126	0.83	2.9	80.08	
	10-15	12.5	19	0.0123	-0.033	0.0009	0.0236	0.0099	0.9	4.81	73.51	

Table 3 Continued.

Experiment	Site	Layer /cm	Probe depth /cm	T^a	\hat{a} /m ³ m ⁻³	\hat{b} /m ³ m ⁻³	$\sigma_{\hat{a}}$ /m ³ m ⁻³	$\sigma_{\hat{b}}$ /m ³ m ⁻³	σ_{res}^b /m ³ m ⁻³	r^2	$\epsilon = f(\theta)^c$	
											Origin /m ³ m ⁻³	Slope /m ³ m ⁻³
Laon92-S		0-3	2	19	0.0237	-0.2232	0.0023	0.0377	0.0201	0.85	10.40	35.92
		3-5	4	19	0.013	0.0654	0.0022	0.0283	0.0183	0.66	1.02	50.89
		5-7	6	19	0.0092	0.0676	0.0014	0.0293	0.0128	0.71	0.95	76.79
		7-10	7.5	19	0.009	0.0931	0.0023	0.0482	0.0166	0.45	6.6	50.24
		10-15	12.5	19	0.0073	0.102	0.0018	0.0436	0.0144	0.48	5.85	65.95

^aNumber of measurements used to establish the calibration relation.

^bResidual standard deviation.

^cCoefficients of the linear relation of the soil dielectric constant (ϵ) versus soil moisture (θ).

Table 4 Comparison of the standard deviations of the prediction errors (m³ m⁻³) obtained with the different $\hat{\theta}_t$ estimators. With the first columns (Site 1, 2 and 3), θ_t is estimated using only the probe at the corresponding site

Probe depth /cm	Number of measurements	Site 1	Site 2	Site 3	$\hat{\theta}_{t1}$	$\hat{\theta}_{t2}$
Avignon 93						
5	10	0.011	0.014	0.014	0.012	0.012
10	11	0.006	0.011	0.011	0.006	0.007
15	11	0.012	0.007	0.011	0.008	0.008
Avignon 95						
5	15	0.024	0.049	-	0.031	0.025
10	9	0.033	0.055	-	0.038	0.038
15	9	0.025	0.017	-	0.018	0.018
20	9	0.038	0.027	-	0.030	0.027

encourage the installation of at least two sites of measurements.

Soil water storage monitoring

The series of the W_{sf} measured by the capacitance probes are displayed in Figures 2-4 and compared with the gravimetric method. To compute W_{sf} we retrieved the moisture profile using the $\hat{\theta}_{t2}$ estimators for the different soil layer in the Avignon93 experiment. For the Avignon95 experiment we used the best probe for each depth, as we found that the use of several probes did not improve the estimation of θ_t . The best probe was chosen for each soil layer independently. This means that W_{sf} was not necessarily derived from probes at the same depth. The error bars given in the Figures for gravimetric measurements represent the standard deviation of W_{sf} average with the gravimetric method.

In general, the agreement between the two methods was very good, especially with the Avignon93 and Laon92 experiments (Figures 2 and 4). During these experiments most of the W_{sf} estimated by the capacitance probes fell within the

error range of W_{sf} obtained gravimetrically. With the Avignon95 experiment (Figure 3), results seemed less favourable, but the comparison of the two methods led to differences with the 0-80-cm layer, which never exceeded 6% of W_{sf} . The changes in W_{sf} were better estimated near the surface (0-10 and 10-20 cm) than in the 20-80-cm layer (Figure 3). The loss in accuracy observed in the deeper layers was especially noticeable after the infiltration sequences on days 184 and 235. On these dates the soil was irrigated, but rather unevenly (variations of 30% in the amount of water were observed between the rain gauges). So the depth of infiltration at the position of the probe might be different from the average depth over the field as determined by the gravimetric method. Better results were obtained at the end of the period when the water supply was natural rainfall.

During the Laon92 experiments (Figure 4), the difference in tillage practices affected the dry bulk density of the surface layer. Such differences can be accurately observed with the capacitance probe.

Temporal changes in soil water storage, ΔW_{sf} , measured by the capacitance probes were compared with the

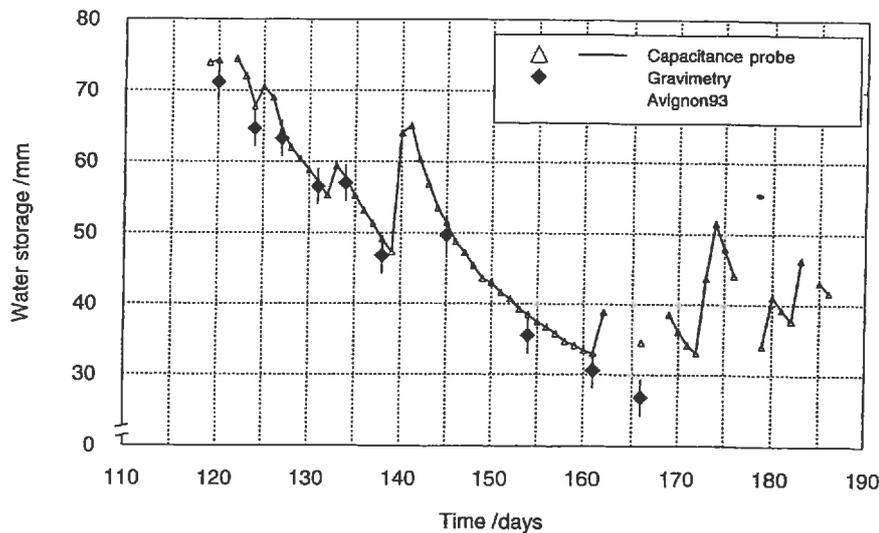


Figure 2 Temporal variation in soil water storage in the top 20-cm soil layer in the Avignon93 experiment. Comparison between the capacitance probe and gravimetric measurements. The error bars given for the gravimetric data correspond to the standard deviation of W_{sf} .

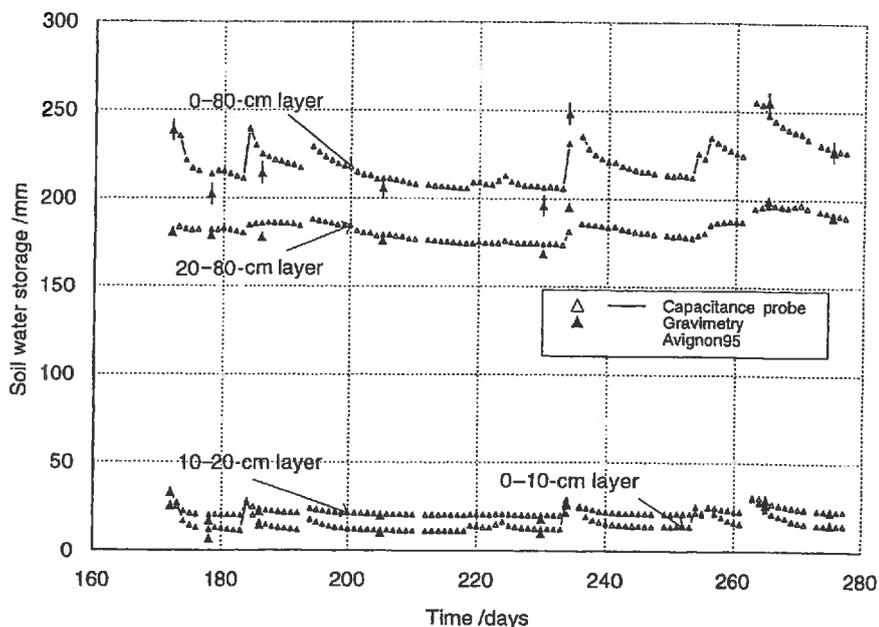


Figure 3 Temporal variation in water storage in the top 80 cm in the Avignon95 experiment. Error bars as for Figure 2.

gravimetric measurements (Figure 5). Because the gravimetric measurements were irregularly spaced in time, the average daily ΔW_{sf} were computed for each period between two successive gravimetric measurements. Results in Figure 5 are given positively, when W_{sf} increased. Figure 5 shows an agreement between the capacitance probe and the gravimetric methods for all the experiments. The points are located around the first bisector without showing a significant experimental effect. The difference between the ΔW_{sf} measured by the two methods has a standard deviation of 0.6 mm day^{-1} ; this result involves the errors

associated with the gravimetric method. For instance, the standard deviation of W_{sf} measured gravimetrically during the Avignon95 experiment was 3 mm. The standard deviation of the daily ΔW_{sf} depends on the time interval between two measurements. A standard deviation of 0.6 mm day^{-1} corresponds to a time interval of 10 days. Such a time interval corresponds to the median time interval between two gravimetric measurements during the Avignon95 experiment (Figure 3), and therefore the results of ΔW_{sf} obtained with the capacitance probes are very encouraging.

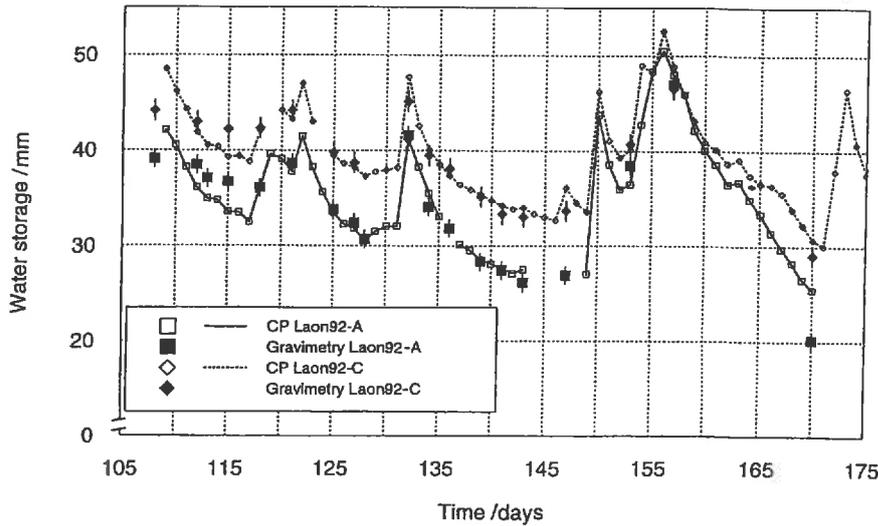


Figure 4 Temporal variation in water storage in the top 15 cm in the Laon92 experiment. Error bars as for Figure 2.

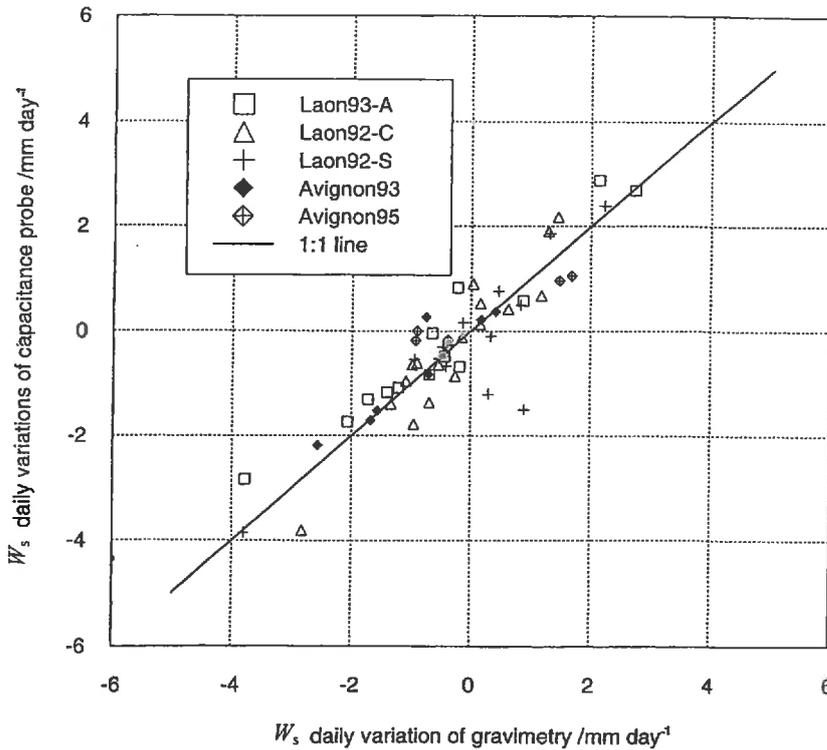


Figure 5 Comparison of the daily changes in soil water storage, ΔW_{sf} , from the capacitance probe measurements and the gravimetric method.

Discussion

Temporal validity of the calibration relation

We have found that the relation between the moisture in the probe's sphere of influence, θ_{loc} , and θ_r , defined earlier as component (d), significantly affected the coefficients of the calibration lines. The temporal validity of this relation needs to be examined as we do not have any idea of how stable it remains

with time. Between two tillage operations, which was the case in all the experiments, we found that the calibration was valid for the whole period except the first two weeks, during which the soil can move around the probe after its installation.

However, significant changes in the calibration line were found during the Avignon93 experiment, as illustrated in Figure 6, which shows an example of calibration for a probe located at 8.5 cm depth. There are two relations representative

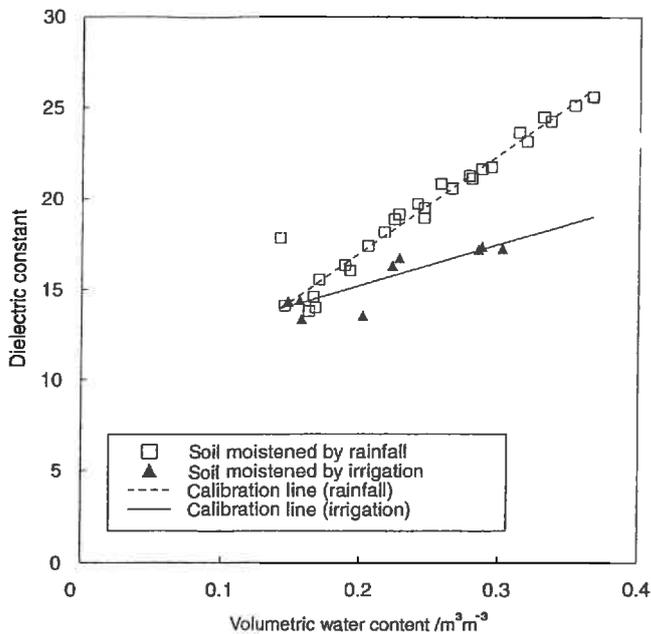


Figure 6 Calibration relationship of a capacitance probe located at 8.5 cm in the Avignon93 experiment. Water supplied by natural rainfall (\square) or by artificial irrigation (\blacktriangle).

of two periods of the experiment. In the first period (open squares in Figure 6) the soil was moistened by rain. During the second period (black triangles), the field was irrigated by a network of sprinklers. Such calibration features were also found with the other probes. These results can be explained by the uneven irrigation. The loss in sensitivity in the relation between ϵ and θ_f during the second period probably arose because the measurement site received less water than the average for the field. Therefore the range in θ_{loc} was smaller than that in θ_f . A calibration by period is then required. However, it is necessary to identify the calibration periods, which implies collecting calibration data regularly throughout the period of measurement.

Linearity of the calibration relation: the physical point of view

The linearity of the relation between the dielectric constant and the soil moisture as shown in Figures 1 and 6 raises some questions. Indeed, many theoretical and experimental results have shown that such a relation is non-linear (Topp *et al.*, 1980; Dobson *et al.*, 1985). A decrease in sensitivity of the dielectric constant to soil moisture is found under dry conditions because some of the water is bound to clay particles. However, Bell *et al.* (1987), Campbell (1990) and Eller & Denoth (1996) found relations that were almost linear. The linearity can be explained as follows.

1 The range of soil moisture does not cover the dry conditions, where the non-linearity was found. In our case, θ_f was always

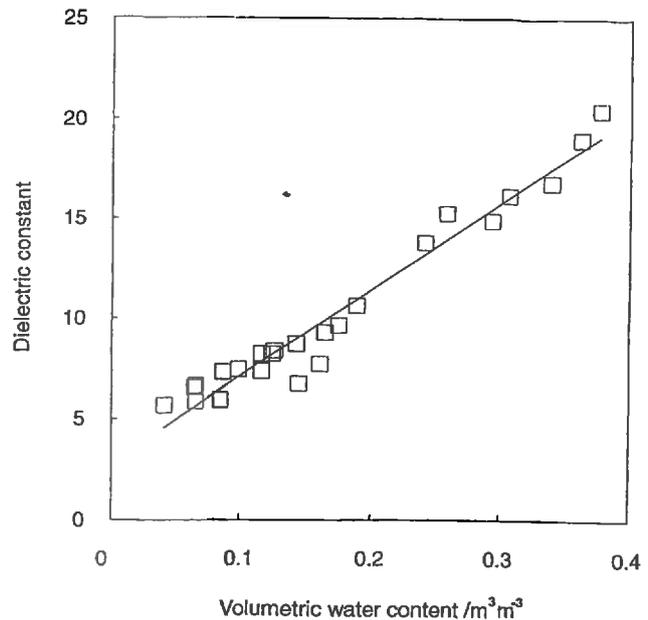


Figure 7 Calibration relation of the probe at 2.5 cm (Site 1) in the Avignon95 experiment.

larger than $0.10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ except by the probe installed at 2.5 cm in the Avignon95 experiment. With these probes, a slight non-linearity was observed when the water content was less than $0.10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, as illustrated in Figure 7. It represents the calibration for the probe where the non-linearity in the dry region was the most pronounced.

2 The measurement errors can also hide the non-linear shape of the relation between soil moisture and dielectric constant.

Statistical assumptions

From a statistical point of view, several choices were made for modelling the relation between the capacitance probe signal and the average moisture of the field as follows.

1 We assumed that the relation was linear. At a local scale, the non-linear relation between the probe's signal and the volumetric water content, θ_{loc} , is disturbed by many factors. Another disturbance appears when linking the signal to the volumetric water content at the field scale, θ_f . However, the non-linear terms were not found to be significant with our experimental results. Assuming a linear relation is thus a common useful compromise, leading to a practical routine method as no specific modelling study is necessary.

2 We assumed independence between sites and between dates when modelling the error term. Sites can generally be regarded as independent if they are far apart. The same goes for independence between dates: if the interval between two measurements is long enough the readings are expected to be independent. Dependence may appear when we want to monitor moisture at short time intervals. Installing capacitance

probes far apart is always possible, whereas increasing time intervals between measurements may conflict with the aim of the studies in which moisture is monitored. Independence in time is therefore the strongest assumption, and if it does not hold then the error analysis leads to overestimates of the variance in soil water storage, because of positive correlation between two successive measurements. To determine the temporal autocorrelation function of the error term we need to increase the number of calibration points significantly. The characterization of the autocorrelation function should be done before installing each probe, and this is usually too costly.

Conclusions

The study shows that it is possible to monitor soil moisture at field scale with only a few capacitance probes (one to three) in spite of the large variation in soil moisture at the scale of the probe's sphere of influence. This result was established under a variety of conditions in cultivated fields, and for periods of several months. To obtain such a result, a probe-by-probe calibration is required. The calibration consists of linking the probe's signal to the volumetric water content given by a reference method, such as the gravimetric method, at the field scale.

The installation of replicate probes is recommended. We found that not all probes provided an accurate estimate of soil moisture. The poor results given by some of the probes is explained by (1) the soil perturbation in the probe's sphere of influence, and (2) the relation between the moisture in the sphere of influence, θ_{oc} , and the field average moisture, θ_f . In our statistical analysis we found an estimator that combines all the probe replicates and we give the variance of this estimator. The theoretical analysis developed above is not limited to capacitance probes: it can be applied to combine several sensors measuring the same quantity through a linear calibration function.

Acknowledgements

The authors thank Claire Gaudout for assistance in reviewing the text, and the anonymous reviewers and the editor for their useful comments.

References

- Bell, J.P., Dean, T.J. & Hodnett, M.G. 1987. Soil moisture measurement by an improved capacitance technique: Part II. Field techniques, evaluation and calibration. *Journal of Hydrology, Amsterdam*, **93**, 79–90.
- Bertuzzi, P., Bruckler, L., Bay, D. & Chanzy, A. 1994. Sampling strategies for soil water content to estimate evapotranspiration. *Irrigation Science*, **14**, 105–115.
- Bertuzzi, P., Bruckler, L., Gabilly, Y. & Gaudu, J.C. 1987. Calibration, field-testing, and error analysis of a gamma-ray probe for *in situ* measurement of dry bulk density. *Soil Science*, **144**, 425–436.
- Campbell, J.E. 1990. Dielectric properties and influence of conductivity in soils at one to fifty Megahertz. *Soil Science Society of America Journal*, **54**, 332–341.
- Couchat, P. 1977. Aspects méthodologiques et technologiques de la mesure neutronique de l'humidité des sols. *Annales Agronomiques*, **28**, 477–488.
- Dean, T.J., Bell, J.P. & Baty, A.J.B. 1987. Soil moisture measurement by an improved capacitance technique, Part I. Sensor design and performance. *Journal of Hydrology, Amsterdam*, **93**, 67–78.
- Dobson, M.C., Ulaby, F.T., Hallikainen, M.T. & El-Rayes, M.A. 1985. Microwave dielectric behavior of wet soil. Part II: Dielectric mixing models. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **23**, 35–46.
- Draper, N.R. & Smith, H. 1981. *Applied Regression Analysis*, 2nd edn. John Wiley & Sons, New York.
- Eller, H. & Denoth, A. 1996. A capacitive soil moisture sensor. *Journal of Hydrology, Amsterdam*, **185**, 137–146.
- Gaudu, J.C., Mathieu, J.M., Fumanal, J.C., Bruckler, L., Chanzy, A., Bertuzzi, P. *et al.* 1993. Mesure de l'humidité des sols par une méthode capacitive: Analyse des facteurs influençant la mesure. *Agronomie*, **13**, 57–73.
- Haverkamp, R., Vauclin, M. & Vachaud, G. 1984. Error analysis in estimating soil water content from neutron probe measurements: 1. Local standpoint. *Soil Science*, **137**, 78–90.
- Ould Mohamed, S., Bertuzzi, P., Bruand, A., Raison, L. & Bruckler, L. 1997. Field evaluation and error analysis of soil water content measurement using the capacitance probe method. *Soil Science Society of America Journal*, **61**, 399–408.
- Topp, G.C., Davis, J.L. & Annan, A.P. 1980. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, **16**, 574–582.
- Vandervaere, J.P., Vauclin, M., Haverkamp, R. & Cuenca, R.H. 1994. Error analysis in estimating soil water balance of irrigated fields during the EFEDA experiment: 2. Spatial standpoint. *Journal of Hydrology, Amsterdam*, **156**, 371–388.
- Webster, R. 1997. Regression and functional relations. *European Journal of Soil Science*, **48**, 557–566.

Appendix

We assume that n sensors are installed at the same depth. At time t , the sensor i gives an estimation $\hat{\theta}_{tit}$ of the average moisture of the field θ_{it} :

$$\hat{\theta}_{tit} = \hat{a}_i S_{it} + \hat{b}_i + e_{it}, \quad (10)$$

where \hat{a}_i and \hat{b}_i estimate the coefficients of the linear regression, S_{it} is the signal delivered by the sensor i at time t , and e_{it} is the error term. When \hat{a}_i and \hat{b}_i are estimated from T dates of measurements (t_1, t_2, \dots, t_T), the variance of prediction of $\hat{\theta}_{tit}$ at a time t different from (t_1, t_2, \dots, t_T) is given by (Draper & Smith, 1981):

$$\text{var}(\hat{\theta}_{it}) = \Omega_{it}^2 = \sigma_i^2 \left[1 + \frac{(S_{it}^2 + 1) \sum_{j=1}^T S_{ij} - S_{it} \left(T + \sum_{j=1}^T S_{ij}^2 \right)}{\left(\sum_{j=1}^T S_{ij} \right)^2 - T \sum_{j=1}^T S_{ij}^2} \right] = \sigma_i^2 (1 + K_i), \quad (11)$$

where σ_i^2 is the residual variance of the regression, and K_i is given in Equation (2) and represents the second term of the expression within the brackets. Equation (11) is similar to equation (14) given in Webster (1997). A linear estimator that combines the different sensors can be defined by

$$u_t = \sum_{i=1}^n \alpha_i \hat{\theta}_{it}, \quad (12)$$

with

$$\sum_{i=1}^n \alpha_i = 1 \quad (13)$$

and

$$\text{var}(u_t) = \sum_{i=1}^n \alpha_i^2 \Omega_{it}^2. \quad (14)$$

The best linear estimator is obtained with a set of α_i that minimizes $\text{var}(u_t)$. These α_i coefficients can be obtained using the Lagrangian function $F(\alpha)$ defined by

$$F(\alpha) = \sum_{i=1}^n \alpha_i^2 \Omega_{it}^2 + \lambda \left(\sum_{i=1}^n \alpha_i - 1 \right). \quad (15)$$

For the α_i that minimizes $F(\alpha)$, or $\text{var}(u_t)$, we can write

$$\frac{\partial F}{\partial \alpha_i} = \lambda + 2\alpha_i \Omega_{it}^2 = 0. \quad (16)$$

From Equations (13) and (16) we can write

$$\lambda = -\frac{2}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{\Omega_{it}^2}} \quad (17)$$

and

$$\alpha_i = \frac{\frac{1}{\Omega_{it}^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{\Omega_{it}^2}}. \quad (18)$$

Effect of tillage on bare soil energy balance and thermal regime: an experimental study

Guy Richard^{a*}, Pierre Cellier^b

^aInra, Unité d'agronomie de Laon-Péronne, 02007 Laon Cedex, France

^bInra, Unité de recherches en bioclimatologie, 78850 Thiverval-Grignon, France

(Received 22 January 1998; accepted 26 May 1998)

Abstract – The effects of tillage on the energy balance and temperature of bare soil were studied using three plots that had different soil structures due to different times of seedbed preparation and soil compaction. The experiment was performed on a loamy soil (Gleyic luvisol) in northern France during the establishment of sugar beet in spring 1992. Temperature, water content, heat capacity and thermal conductivity of the ploughed layer, surface albedo and roughness, net radiation, total heat flux, sensible heat flux and evaporation were all measured over a spring-tilled soil, an autumn-tilled soil and a compacted soil. Differences in soil heat fluxes were related to soil evaporation and thermal conductivity. Differences in soil temperatures were related to heat capacity. In spite of a considerable evaporation, the compacted soil had the highest total heat flux because of its high thermal conductivity. Nevertheless, the spring-tilled soil was the warmest because of its high heat capacity, and sugar beet germinated more rapidly with spring soil tillage. (© Inra/Elsevier, Paris.)

Keywords / tillage / soil structure / temperature / energy balance / thermal properties

Résumé – Effet du labour sur le bilan d'énergie et le régime thermique d'un sol nu : étude expérimentale. Une expérimentation a été conduite dans un sol limoneux (Gleyic luvisol) dans le Nord de la France pendant la phase de plantation d'une culture de betterave sucrière au printemps 1992 pour étudier les effets du travail du sol sur le bilan d'énergie et sur le régime thermique du sol. La température, l'humidité, la capacité calorifique, la conductivité thermique au sein de la couche labourée, l'albédo et la rugosité de la surface, le rayonnement net, le flux de chaleur dans le sol et dans l'air et le flux de chaleur latente ont été mesurés dans un sol travaillé au printemps, dans un sol travaillé à l'automne ou dans un sol fortement compacté. Les différences de flux de chaleur dans le sol entre traitements étaient liées aux niveaux d'évaporation et à la conductivité thermique ; les différences de température étaient liées à la capacité calorifique. Le sol fortement compacté avait le flux de chaleur le plus élevé malgré un niveau d'évaporation important, en raison de sa forte conductivité thermique. Mais c'était le sol travaillé au printemps qui était le plus chaud à cause de sa haute capacité calorifique, entraînant une germination des betteraves sucrières plus rapide. (© Inra/Elsevier, Paris.)

Keywords / travail du sol / structure du sol / température / bilan d'énergie / propriétés thermiques

Communicated by Jim Douglas (Penicuik, U.K.)

Correspondence and reprints
E-mail: richard@laon.inra.fr

1. INTRODUCTION

Soil temperature is an important variable in many processes. It influences plant growth and development (germination, emergence, root development and functioning), soil microbial activity (decomposition of organic matter, nitrogen transformations), physical factors (viscosity and surface tension of water) and physical processes (transport of water, gases and solutes).

Soil temperature depends mainly on the climate, but permanent or temporary soil characteristics can also cause temperature differences of several K between soils under the same climate [8, 24]. For example, soil texture influences the albedo of the soil surface and the thermal regime of the soil: chalky soils with a high albedo warm more slowly than loamy soils with a lower albedo [8]. Soil temperature can also be affected by agricultural practices which modify the soil surface (natural or artificial mulches, roughness, ridges), the soil compactness and the soil water regime. Numerous studies have dealt with the effect of soil tillage on soil temperature [29]. They generally compared the effects of conventional tillage (with annual deep tillage) and minimum tillage (without annual deep tillage), or different forms of conventional tillage. It is not easy to summarize their findings because soil thermal regime can be described by many variables such as thermal time calculated with different base temperatures, temperature and/or soil heat flux recorded once a day or every hour, mean or maximum and minimum temperatures during a day. The measurements can also be made at different depths, at different periods of the year and with or without a crop. Nevertheless, it is generally agreed that minimum tillage leaves the soil colder than conventional tillage (up to 4 K [14]). The depressive effect of minimum tillage on soil temperature is generally attributed to lower maximum temperatures [15] linked to the presence of crop residues at the soil surface which increase soil albedo. But minimum tillage can also reduce evaporation because of the crop residues and consequently increase soil heat flux and soil temperature [13]. The differences between various conventional

tillage techniques (chisel/mouldboard/rotavator, deep/shallow ploughing, fall/spring ploughing) can reach 2 K [14] and are generally smaller than those between conventional and minimum tillage. Contradictory results have also been reported. Autumn tillage can produce a lower or a higher maize seed bed temperature in spring than did spring tillage [2, 28]. Soil temperatures can be higher after deep tillage with mouldboard ploughing than with chisel [23] or with no-tillage without surface residues [1]. In both cases, the warmest soil had a lower thermal conductivity and heat capacity, and a higher soil heat flux. On the contrary, a compacted ploughed layer can be warmer than an uncompacted ploughed layer and it had a higher thermal conductivity and a heat capacity, and finally higher soil heat flux [3].

Soil thermal regime depends on both the soil heat flux and its partitioning in depth. Soil heat flux is one of the four fluxes of the energy balance and consequently, its magnitude depends on those of the other fluxes: net radiation, latent heat flux, sensible heat flux towards the atmosphere. These four fluxes depend on the climatic conditions (solar and atmospheric radiation, air temperature, air humidity, wind speed), the soil state variables (surface temperature and water content), and the soil physical parameters. Soil parameters can directly modify the fluxes of the energy balance (albedo, emissivity, roughness, thermal conductivity), or they can modify the soil state variables (hydraulic conductivity, heat capacity). Contradictory results could be due to the effect of tillage on soil parameters other than the thermal properties, which are generally the only ones measured. Soil compactness also affects soil hydraulic properties [18], which can greatly modify soil heat flux [26]. A smooth soil has a higher albedo than a rough soil, and consequently less available energy at the soil surface [2], a smooth soil also has a lower aerodynamic roughness which can limit the loss of energy by sensible and latent heat fluxes, and consequently enhance the soil heat flux [25]. It is therefore necessary to describe most of the parameters and processes modified by soil tillage to obtain a better understanding of the relationships between soil tillage and soil temperature [3].

Soil temperature is very important for crop emergence and early growth, particularly for crops such as sugar beet which is sown at the beginning of spring in north-western Europe when the soil is cold [4]. Secondary tillage can greatly affect the structure of the ploughed layer at sugar beet sowing [27]. It could be managed to enhance soil warming in spring and to reduce the time for sugar beet emergence. The main variables in the secondary tillage are the date of tillage, which defines the length of time the tilled soil is exposed to frost and rainfall until sowing, and the water content of the soil at tillage, which governs soil compaction under tractor wheel tracks and soil loosening after plough operation. We have therefore examined the effects of various types of tillage on soil temperature in order to improve rules of decision making for secondary tillage. We measured most of the variables and parameters which could influence the soil heat flux and its partitioning in depth: energy balance components, albedo, roughness, soil water content, soil hydraulic and thermal characteristics. Three different soil structures in the ploughed layer, simulating a wide range of soil conditions at sugar beet sowing, were compared. They differed in the timing of secondary tillage after ploughing and before sowing and in their degree of compactness.

2. MATERIALS AND METHODS

2.1. Experimental sites

The field experiment was conducted during sugar beet establishment in the spring of 1992 near Laon (49°34'N, 3°38'E) in France. Three experimental treatments were studied:

1. mouldboard ploughing in autumn (November 1991) and secondary tillage with a combined cultivator in spring (days 97 and 101) just before sugar beet sowing (day 101);

2. mouldboard ploughing and secondary tillage with a reciprocating harrow in autumn (September 1991);

3. treatment A which was compacted in March 1992 in wet conditions with a heavy tractor whose tyres were inflated at 300 kPa.

For treatments A and C, the sowing was carried out with no tillage in spring. With treatments A and S, we wanted to vary the structural discontinuity between the seed bed and the sub-layers, which might affect soil water evaporation and soil heat flux. With treatments A and C, we expected no difference in the structural continuity between the seed bed and the sub-layers and we wanted two levels of ploughed layer bulk density.

The experimental area was at the southern end of a farm field (about 10 ha) where the tillage operations described in treatment S were used. The plot for treatment A was 100 m × 100 m and the plot for treatment C was 10 m × 20 m. The plots were large enough for micrometeorological methods to be used to assess the sensible heat flux over treatments A and S. The neighbouring crops were sugar beet on three sides and wheat on the eastern side, which ensured no large flux discontinuity at the field boundaries. The soil was classified as a silt loam (Gleyic luvisol, FAO classification). It contains 12 % clay, 81 % silt, 7 % sand (percent mineral fraction) and 2 % organic matter. Sugar beet was sown on day 101 and the sensors were installed between days 104 and 108. Measurements were continued until the sugar beet plants had two leaves (day 137), so that plant transpiration was always negligible compared to soil evaporation.

2.2. Measurements, fluxes and assessment of soil properties

Table 1 summarizes the measurements. Sensors were placed and soil samples were extracted between the sugar beet rows, as functions of the wheel tracks made during secondary tillage and sowing. The thermocouples used to measure surface temperature were held on the soil surface with a thin plastic stem and coated with mud at the time of installation, to give them optical properties similar to the surrounding soil [17]. These thermocouples were inserted into the soil inside 25 × 5 mm stainless steel tubes [17].

The energy exchange between the soil and the atmosphere was investigated by analysing its energy balance:

$$R_n = G + H + \lambda E \quad (1)$$

where R_n is net radiation, G is the soil heat flux, H is the sensible heat flux towards the atmosphere and λE is the latent heat flux.

Table I. Measurements made over each plot (number of replication) and measuring devices used.

Variable	Method	Treatment		
		S	A	C
Rainfall	Tipping bucket rain gauge at 1 m (Précis mécanique, Bezons, France)	1	—	—
Incident solar radiation	CM6 Pyranometer at 1 m (Kipp and Zonen, Delft, Holland)	—	1	—
Reflected solar radiation	CM6 Pyranometer at 1 m	1	1	1
Net radiation (Oberriet, Switzerland)	S1 Swissteco Radiometer at 2 m	1	1	—
Air temperature at 1.65 m	Copper-constantan thermocouples (AWG24) inside ventilated radiation screens at 0.65	1	1	—
Wind speed	Cup anemometers (MCB, Courbevoie, France) 0.65 m and 1.65 m	1	1	—
Soil temperature	Copper-constantan thermocouples (AWG24) at 0 m	5	5	5
	0.02, 0.05 m	3	3	3
	0.10, 0.20 m	2	2	2
	0.50 m	1	1	1
Soil water content	Gravimetric method* (0.0–0.4 m)	6	6	4
Dry bulk density	Gamma ray probe (0.0–0.4 m)	10	8	6
Roughness	Microrelief-meter pin height	4 m	4 m	4 m

* Layers (m): 0–0.005, 0.005–0.01, 0.01–0.02, 0.02–0.03, 0.03–0.04, 0.04–0.05, 0.05–0.07, 0.07–0.10, 0.10–0.15, 0.15–0.20, 0.20–0.25, 0.25–0.30, 0.30–0.40

Net radiation can be partitioned into four terms describing solar and thermal radiation:

$$R_n = (1 - a) R_s + \varepsilon' R_a - \varepsilon \sigma T_0^4 \quad (2)$$

where R_s and R_a are the solar (short wave) and atmospheric (long wave) radiation, a is the soil albedo, ε' and ε are the soil emissivities for absorption and emission of long wave radiation, σ is the Stefan-Boltzmann constant ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), and T_0 is the soil surface temperature. The parameters ε' and ε are generally considered to be equal [5]. Net radiation was measured directly using a net radiometer.

The soil heat flux was estimated by the calorimetric method, using the formula:

$$G = G_d + \int_0^{z_d} C(z) \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_z dz \quad (3)$$

where z is the depth and T is the temperature. G_d is the soil heat flux at a depth z_d where it is much smaller than

G and $C(z)$ is the volumetric heat capacity of the soil. Soil temperature was measured at six depths (0.00, 0.02, 0.05, 0.10, 0.20 and 0.50 m) using thermocouples. The depth z_d was taken as the arithmetic mean of the two lowest measurements (i.e. at 0.35 m). G_d was calculated from equation (4) assuming that the heat is transferred in the soil only by conduction:

$$G = -k_s \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_z \quad (4)$$

where k_s is the apparent thermal conductivity of the soil, using soil temperatures measured at 0.20 and 0.50 m and a thermal conductivity estimated as $1.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ [8].

The volumetric heat capacity was calculated for two soil layers (0.00–0.02 m and 0.05–0.10 m) as a linear relationship between the soil bulk density and its water content at different depths by the method of de Vries [11]. The apparent thermal conductivity, k_s , was calculated for the same soil layers from the soil temperature

radient and the heat flux by inverting equation (4). Average values from night-time temperature profiles (a.m.–5 a.m.) were used for this, because the soil heat fluxes are more stable during the night than during the day.

The sensible heat flux to the atmosphere H was estimated by a simplified aerodynamic method from the temperature and wind gradients between 0.5 and 1.5 m [2]. It included stability corrections and used a free convection expression when the Richardson number is below -0.30 . The latent heat flux λE was calculated as the residual term of the energy balance equation (equation (1)).

The sensible heat flux and the latent heat flux are convective fluxes that depend on turbulent transfers in the lower part of the atmosphere. The latent heat flux also depends on the availability of water at the soil surface. These two fluxes can therefore be expressed using a resistance analogy with the following formula [7]:

$$H = \rho c_p \frac{T_0 - T_a}{r_{ah}} \quad (5)$$

$$\lambda E = \rho L \frac{h \cdot q_{sat}(T_0) - q_a}{r_{av} + r_s} \quad (6)$$

$$\text{with } h = \exp(\psi_0 \cdot g / R \cdot T_0) \quad (7)$$

where ρ is the air density (kg m^{-3}), c_p is the specific heat capacity of dry air (J kg^{-1}), L is the latent heat of vaporization (J kg^{-1}), T_0 is the soil surface temperature (K), T_a is the air temperature at a reference level (K), $q_{sat}(T_0)$ is the saturated water vapour mixing ratio (kg kg^{-1} dry air) at temperature T_0 , q_a is the mixing ratio of the air at the reference height (kg kg^{-1} dry air), r_{ah} is the aerodynamic resistance to heat transfer (s m^{-1}), r_{av} is the aerodynamic resistance to water vapour transfer (s m^{-1}), r_s is the soil resistance to evaporation (s m^{-1}), ψ_0 is the water suction at the soil surface (m), g is the acceleration of force fall ($9.81 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$), and R is the ideal gas constant ($8.314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$). The aerodynamic resistances to heat and water vapour transfer are assumed to be equal ($r_{ah} = r_{av}$ [7]). The aerodynamic resistance depends on wind speed, surface roughness and the vertical gradient of temperature and water vapour, the resistance to evaporation r_s depends on the availability of water at the soil surface. The parameter h is different from 1.0 only in dry conditions, for water suctions greater than 0.1 MPa , corresponding to a water content of 0.12 g g^{-1} dry soil.

Micrometeorological and soil temperature measurements were recorded every 5 s by a CR10 datalogger

and averaged over 30-min intervals. Soil water contents were measured every 2 or 3 days. Dry bulk density was measured only once, at the end of the experiment. All the measurements were made in a sub-plot of $20 \text{ m} \times 20 \text{ m}$ in the centre of the plot. The experimental plots were small enough to ensure that air temperature and wind speed at 1.5 m were similar for all treatments. The differences in the air temperature and in the wind speed between the two plots were used to estimate the error of measurement due to the probes and data-loggers. The differences in the air temperature were generally less than 0.2 K , sometimes around 0.3 K and they varied in the same direction as the difference at the soil surface. Consequently, we considered temperature difference between two treatments at a given depth to be significant if they were greater than 0.3 K . The difference in the daily wind speed was very low ($\pm 0.05 \text{ m s}^{-1}$).

3. RESULTS

3.1. Meteorological conditions during the experimental period

The meteorological conditions varied considerably, as shown in *figure 1*. Air temperature varied from 3 to 20°C , while the difference between air temperature and dew point went from 2 K on a rainy day to 10 K on a dry one. Solar radiation was $5\text{--}30 \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$. The wind varied from light (1 m s^{-1}) to strong (6 m s^{-1}). There were three rainy periods: days 105–108 (cumulative rainfall = 11 mm), days 117–122 (cumulative rainfall = 22 mm) and days 130–132 (cumulative rainfall = 16 mm), and three dry periods with different reference evapotranspiration levels: days 109–116 ($E_0 = 2.4 \text{ mm day}^{-1}$), days 123–129 ($E_0 = 3.5 \text{ mm day}^{-1}$) and days 133–137 ($E_0 = 5.1 \text{ mm day}^{-1}$).

3.2. Ploughed layer structure

Plot A was tilled in the autumn, and winter rainfall (240 mm from October to March) had compacted the seed bed and degraded the soil surface structure. A thick crust developed during the winter ($10\text{--}20 \text{ mm}$ thick), leaving no distinct aggre-

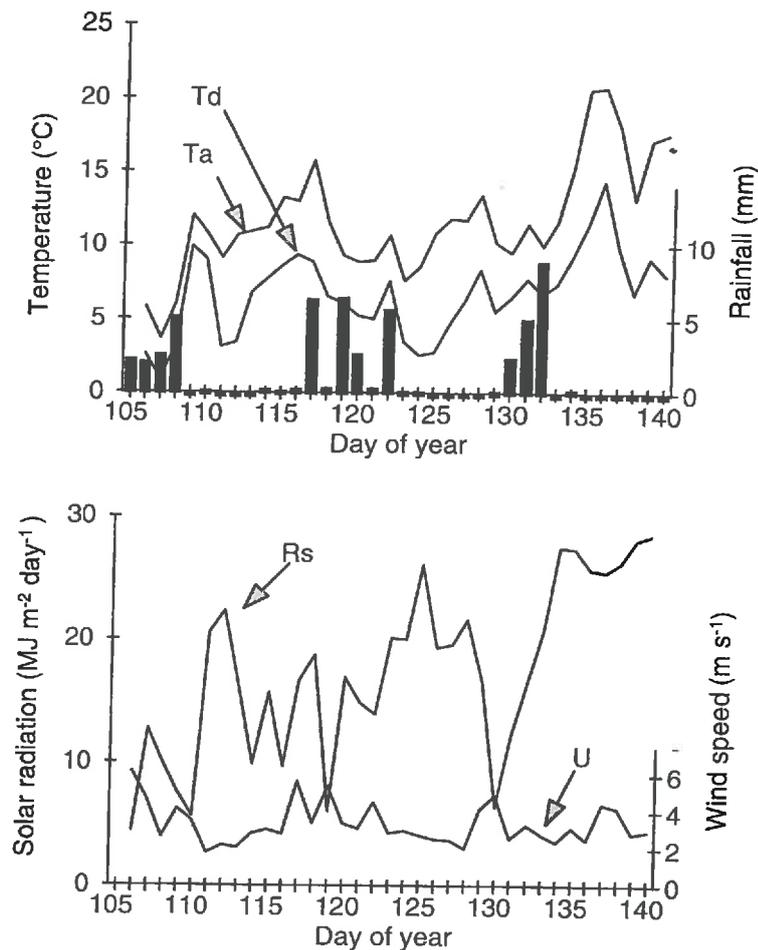


Figure 1. Daily averages for air temperature (T_a), dew point (T_d), rainfall, solar radiation (R_s) and wind speed (U) during the experiment.

gates at the soil/atmosphere interface. The surface was particularly smooth, with a random roughness near zero (corresponding to the standard deviation of the heights). The dry bulk density of the seed bed (0–0.08 m layer) was lower in plot S than in plot A (figure 2). The spring soil tillage on plot S just before sugar beet sowing gave a loose and fragmentary seed bed with a great fraction of aggregates smaller than 20 mm (780 g kg^{-1} dry soil). The surface random roughness was 2.2 mm. The mean dry bulk densities in the tilled layer under the seed beds of plots A and S were similar. Plot C had a massive structure throughout the ploughed layer and it was the densest soil (figure 2)

because of the severe compaction produced by the wheels of the tractor under wet conditions.

3.3. Albedo and thermal properties

Figure 3 shows the change with time in the albedo on the three plots. Albedo was lower during rainy periods, when the soil surface was wet, than during dry periods. It was generally $S < A < C$, but it was $A < S < C$ during the first dry period (days 112–117). The smooth soil surface and some white

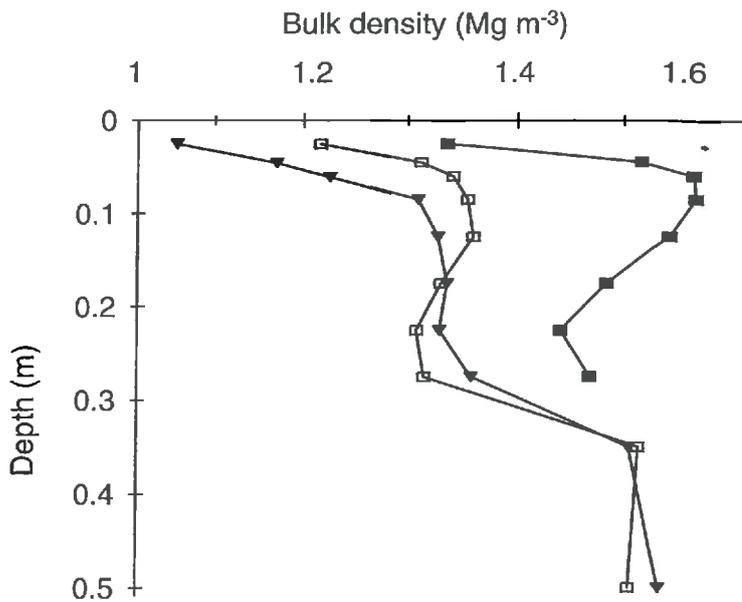


Figure 2. Dry bulk density profiles in the three plots. \blacktriangledown : Spring-tilled soil (S); \square : autumn-tilled soil (A); \blacksquare : compacted soil (C) standard deviation: 0.08 Mg m^{-3} in plot S. 0.03 Mg m^{-3} in plots A and C.

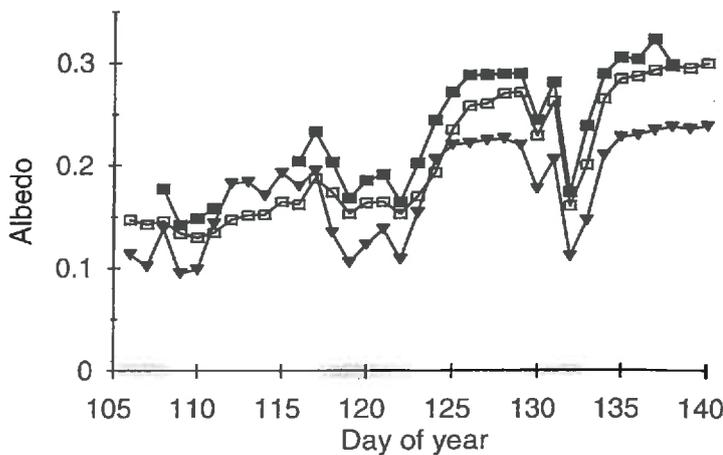


Figure 3. Changes in albedo on the three plots with time (\blacktriangledown : S; \square : A; \blacksquare : C, as in figure 2). \square : Rainy periods.

t deposits on plots A and C probably produced higher albedos.

Figure 4 shows the changes with time in the volumetric heat capacity and thermal conductivity for the three treatments. The volumetric heat capacity and thermal conductivity of the 0.00–0.02 m layer

were lower than those at 0.05–0.10 m in depth. The volumetric heat capacity was higher on wet days than on dry days for all three plots, particularly in the 0.00–0.02 m layer, where the water content changed rapidly. Thermal conductivities varied more between treatments. On each plot, they

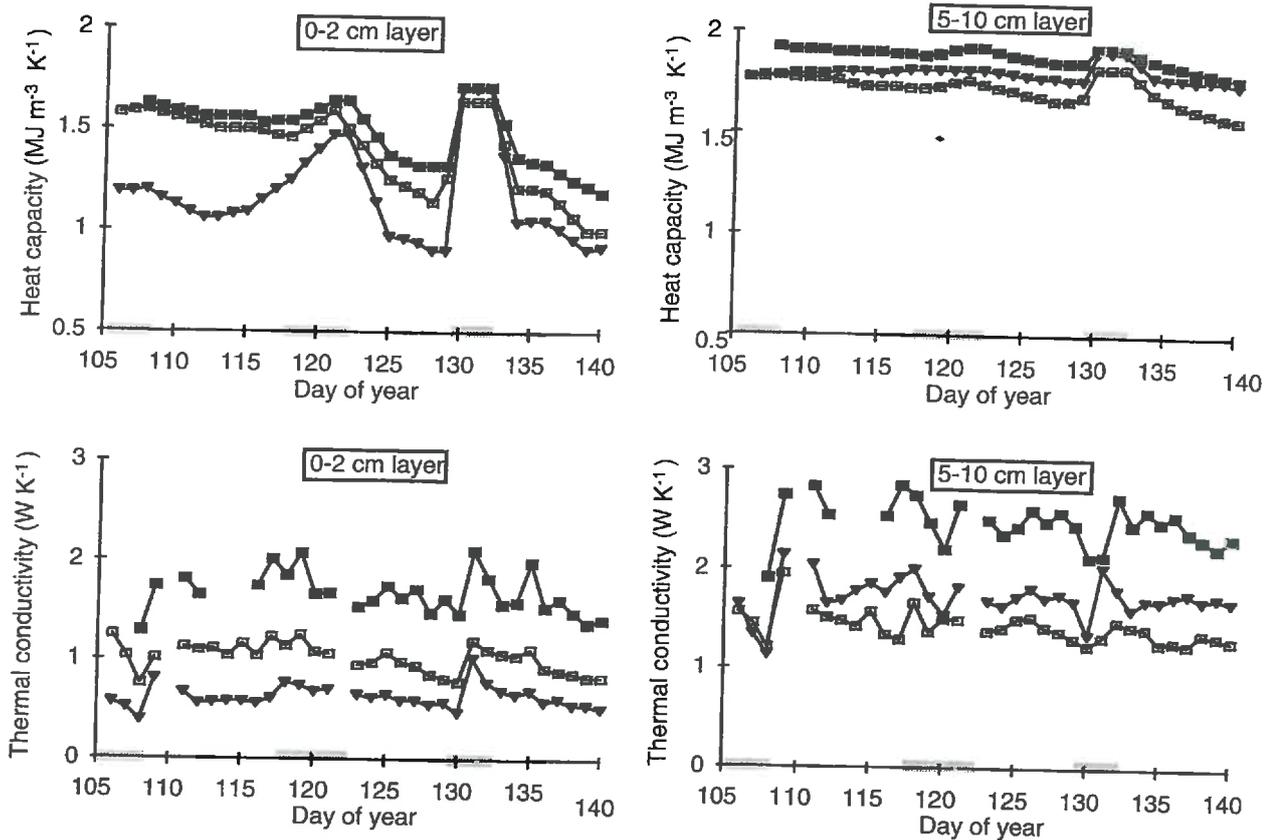


Figure 4. Changes in the volumetric heat capacity (a) and thermal conductivity (b) in the 0.00–0.02 m or 0.05–0.10 m layers with time (∇ : S; \square : A; \blacksquare : C, as in figure 2). \square : Rainy periods

changed less with time due to climatic conditions than did the heat capacity. Volumetric heat capacity and thermal conductivity in the 0.00–0.02 m layer were $S < A < C$. The maximum ratios between the heat capacities of the three plots were about 1.5 at the beginning of the experiment. The mean ratios between the thermal conductivities of plots A and S was 1.4, that for plots C and S was 2. The volumetric heat capacity and thermal conductivity in the 0.05–0.10 m layer were much more similar, except for the thermal conductivity of plot C, which was about twice that of plots A and S. Plot C always had the highest volumetric heat capacity and thermal conductivity because of its much greater bulk density (1.5 Mg m^{-3}).

3.4. Water regime of the ploughed layer

The changes in water content with time and depth for each dry period are shown in figure 5. The first water content profile was measured on day 108, just before rainfall (figure 1). The topsoil (0.00–0.05 m) of plot S was dry, while the topsoils of A and C were wet, corresponding to a water suction of 100 kPa. The 5 mm of rain during the evening of day 108 rewetted topsoil of S, probably giving it a soil moisture similar to that of topsoils A and C. The topsoil of S was already dry on day 112 and later on day 115, while the topsoils of A and C remained wet. Thus, the S topsoil dried

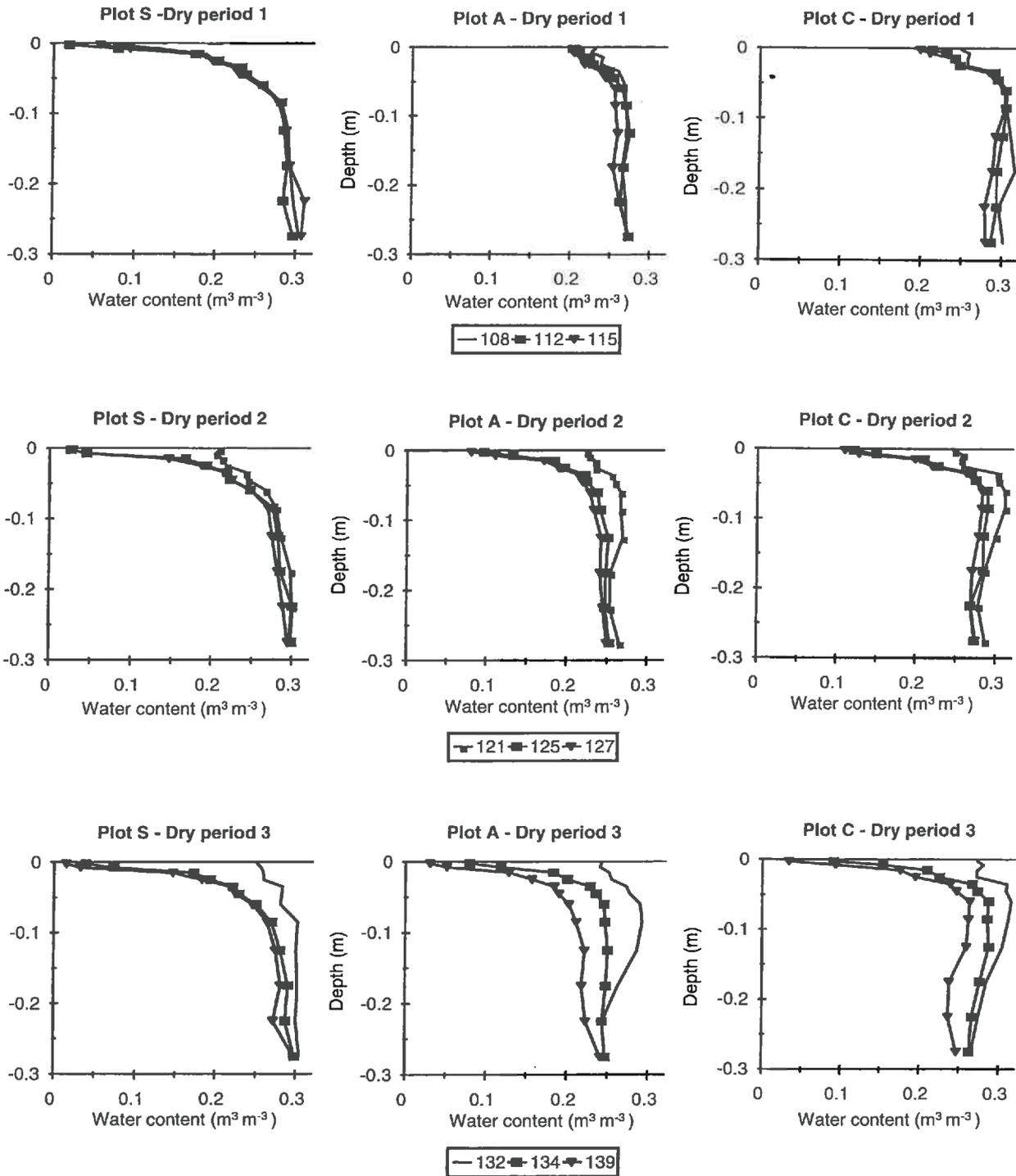


Figure 5. Changes in the soil water content during the three dry periods with time and depth. Standard deviation: $0.01 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ in the 0.05 m layer, less than $0.05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ for depth $> 0.05 \text{ m}$.

quicker than the A and C topsoils during the first dry period. Conversely, the topsoils of plots A and C also dried out during the second and third dry periods. The effects of tillage on the soil surface drying were also visible in the change in albedo. The albedo of plot A was lower than that of plot S during the first dry period (figure 3), but higher during the other two dry periods when the soil surface water contents of the three plots were similar.

Changes in water content with time between plots below a depth of 0.05 m were the opposite of those in the topsoil. Water content remained more constant within plot S than within plots A and C during the three dry periods.

3.5. Thermal regime of the ploughed layer

Figure 6a shows the mean daily temperatures on the three treatments at 0.02 m in depth. Plot S was warmer than plot A, which was warmer than plot C. During the dry periods, the absolute difference in the mean day temperatures between plots A and S was 0.5–1.0 K, and it was 0.5–1.5 K between plots C and S. The three plots had the same temperature during the rainy periods. Figure 6b, c shows the differences in the maximum and minimum daily temperatures between plots A or C and plot S. Maximum soil temperatures were generally $S > A > C$, while the minimum soil temperatures were $C > S > A$. The range of maximum soil temperature was greater than that of minimum soil temperature. The difference in maximum soil temperatures rose to a maximum immediately after rainy periods and then decreased during the dry periods. Similarly, the differences in minimum soil temperature changed as the soil dried.

The overall effect of the treatments on the soil thermal regime is shown in table II, which indicates the overall means of the mean, maximum and minimum soil temperature, and daily amplitude for rainy and dry periods. Dry periods were warmer than rainy periods. Mean soil temperature decreased with increasing depth only during dry periods. The mean soil temperatures were $S > A > C$ during the dry periods, and were similar during the rainy periods.

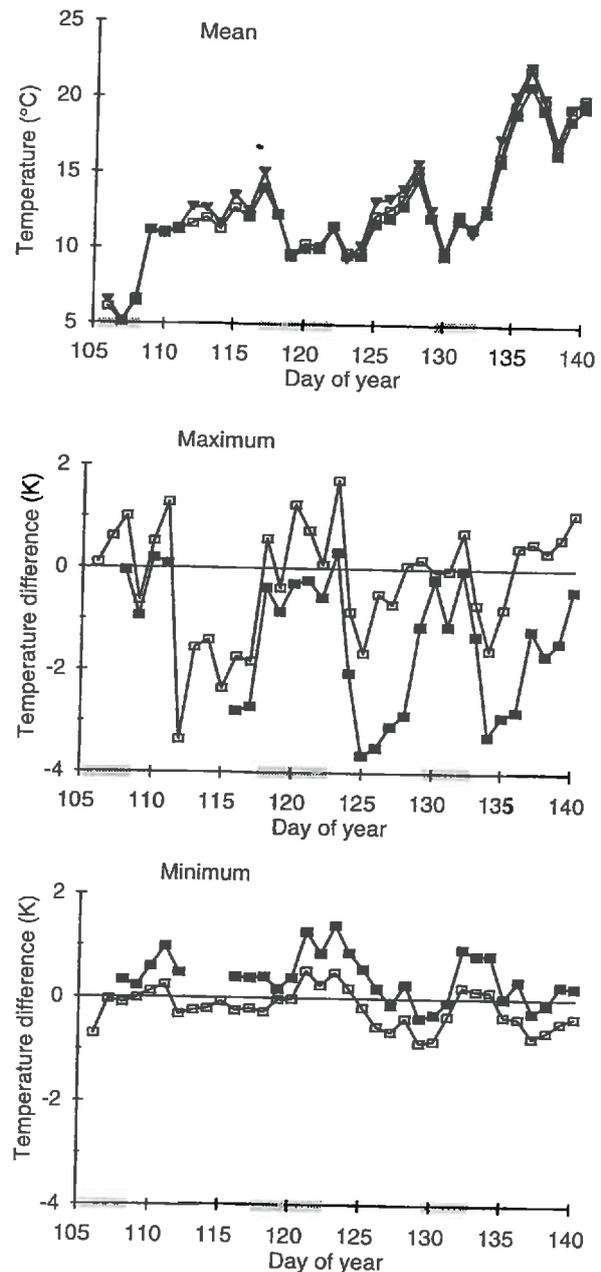


Figure 6. Changes in mean daily temperature at a depth of 0.02 m with time (∇ : S; \square : A; \blacksquare : C, as in figure 2) (a), differences in the maximum (b) or minimum (c) soil temperature at a depth of 0.02 m between plots A and S (\circ) and between plots C and S (\bullet). \square : Rainy periods.

The maximum temperatures were $S > A > C$ at the soil surface, and were similar on all three plots at depths > 0.05 m. The minimum temperatures varied less between plots than did the maximum soil tem-

Table II. Soil temperature during the experimental period (year days 106–137) as a function of soil depth and treatment.

Depth (m)	Rainy periods			Dry periods		
	S	A	C	S	A	C
	Mean					
0	9.4	9.3		13.2	13.1	
0.05	9.9	9.8	9.8	15.1	14.6	14.4
0.1	9.7	9.7	9.5	14.5	14.2	13.8
0.15	9.8	9.6	9.6	14.2	13.9	13.8
0.2	9.7	9.5	9.5	13.7	13.4	13.4
0.3	9.8	9.5	9.5	12.7	12.4	12.6
0.5	9.8	9.5	9.5	11.0	11.5	11.0
	Maximum					
0	13.0	12.8		18.6	18.4	
0.05	16.1	15.7	15.0	26.9	24.9	23.7
0.1	13.6	13.8	13.0	22.0	21.9	20.2
0.15	12.8	13.1	12.6	20.1	20.5	19.1
0.2	11.5	11.8	11.7	17.5	17.6	17.5
0.3	10.7	10.5	10.7	14.5	14.3	14.7
0.5	10.1	10.0	9.8	11.4	12.3	11.5
	Minimum					
0	5.1	4.9		7.0	7.0	
0.05	4.0	4.4	4.8	5.8	6.4	6.9
0.1	5.6	5.4	5.9	7.8	7.6	8.2
0.15	6.5	5.8	6.4	8.7	8.1	8.8
0.2	7.6	7.0	7.0	10.0	9.4	9.5
0.3	8.8	8.4	8.2	11.1	10.7	10.6
0.5	9.5	9.2	9.3	10.7	10.9	10.6
	Amplitude					
0	7.9	7.9		11.6	11.4	
0.05	12.1	11.3	10.2	21.0	18.5	16.8
0.1	8.0	8.3	10.2	14.2	14.3	12.1
0.15	6.3	7.3	6.2	11.4	12.4	10.3
0.2	3.8	4.8	4.7	7.5	8.2	8.0
0.3	1.9	2.2	2.5	3.4	3.6	4.2
0.5	0.6	0.8	0.4	0.7	1.4	0.8

• deepest temperature probe on plot A was at 0.35 m instead of 0.50 m.

• rainy period = days 105/108 + 117/122 + 130/132.

• dry periods = days 109/116 + 123/129 + 133/137.

temperatures. The minimum daily soil temperature was higher on plot C at depths < 0.05 m, while it was higher on plot S for depths > 0.05 m. Plot A was the coolest, except at 0 m. The decrease in amplitude with increasing depth in the first 5 cm was most marked in plot S, but at depths > 0.05 m it was higher similar in all three plots.

3.6. Energy balance at the soil surface

The soil heat fluxes, averaged over 24 h, were similar for plots A and S, but higher for plot C (figure 7a). The fluxes averaged over the day-time and night-time periods were different on the three

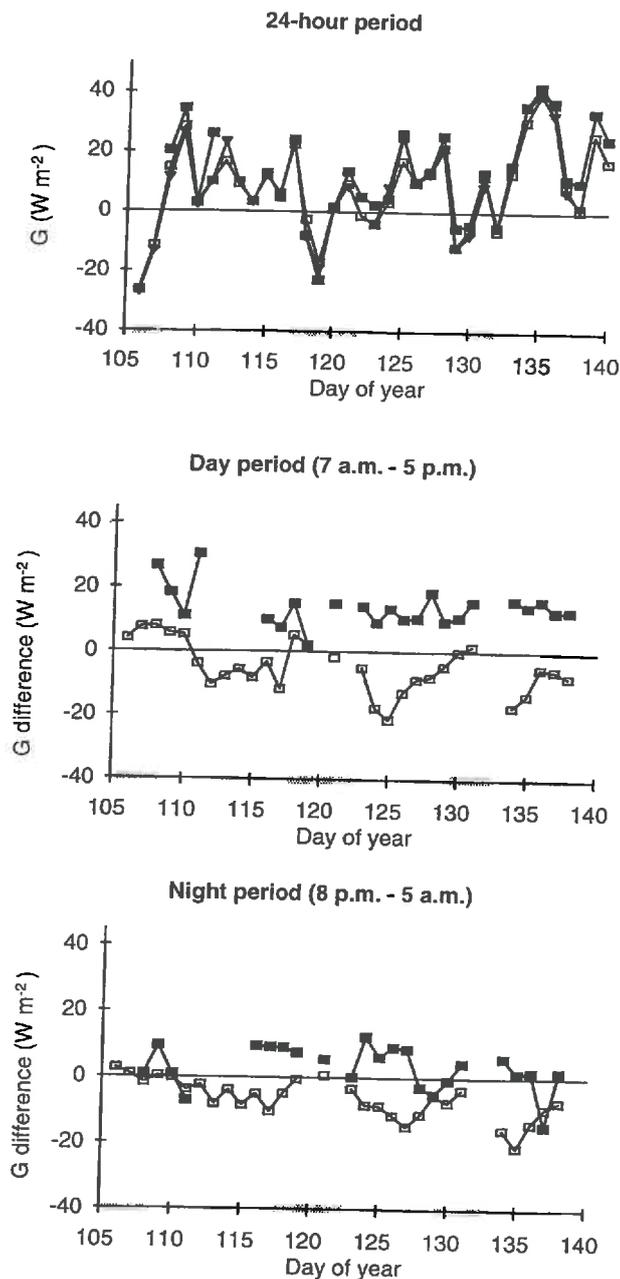


Figure 7. Changes in (a) mean soil heat flux at the soil surface (24-h period) (∇ : A; \square : S; \blacksquare : C, as in figure 2), (b) differences in day-time (7 a.m.–5 p.m.) and (c) absolute night-time (7 p.m.–5 a.m.) soil heat fluxes between plots A and S (\square) and between plots C and S (\blacksquare). \square : Rainy periods.

plots, as shown in figure 7b, c, which displays the differences in the day (7 a.m.–5 p.m.) or night (8 p.m.–5 a.m.) soil heat fluxes between plots A and S, and between plots C and S (absolute values

of fluxes for the night period). The soil heat flux was greatest in plot C during both the day and the night, which indicates that more heat was stored during the day and more heat was lost during the night. In contrast, plot A had the lowest soil heat fluxes (in absolute value). The difference in the soil heat fluxes for plots A and S decreased as the soil dried during the second and the third dry periods.

Figure 8 shows the changes with time in net radiation (8a), sensible heat flux (8b) and latent heat flux (8c) for plots A and S, averaged over the day period (7 a.m.–5 p.m.). The latent heat flux was the main flux during the rainy periods, when sensible heat fluxes were nearly zero. It progressively decreased during the dry periods as the soil surface dried. In contrast, soil heat flux and atmospheric sensible heat flux increased. Net radiation was higher on plot S than on plot A (8% difference from the mean for the whole experimental period). It was similar on the two plots at the end of the first dry period, at which time the albedo of plot A was lower than that of plot S (figure 3) because of the higher water content of the soil surface (figure 5). The sensible heat flux in the atmosphere was higher on plot S than on plot A (40% difference from the mean for the whole experimental period), particularly during the first dry period. The latent heat flux was smaller on plot A, except during the third dry period when it was similar on the two plots. The difference was about 20% (relative to the mean) during the first dry period (corresponding to differences in evaporation of 0.5 mm day⁻¹).

4. DISCUSSION

We will examine how tillage modified the soil properties that influenced the soil thermal regime, the energy balance, the soil temperature and finally the effect of tillage on sugar beet emergence.

4.1. Soil properties

The difference in albedo of 0.05 between a smooth soil surface due to crust formation and a

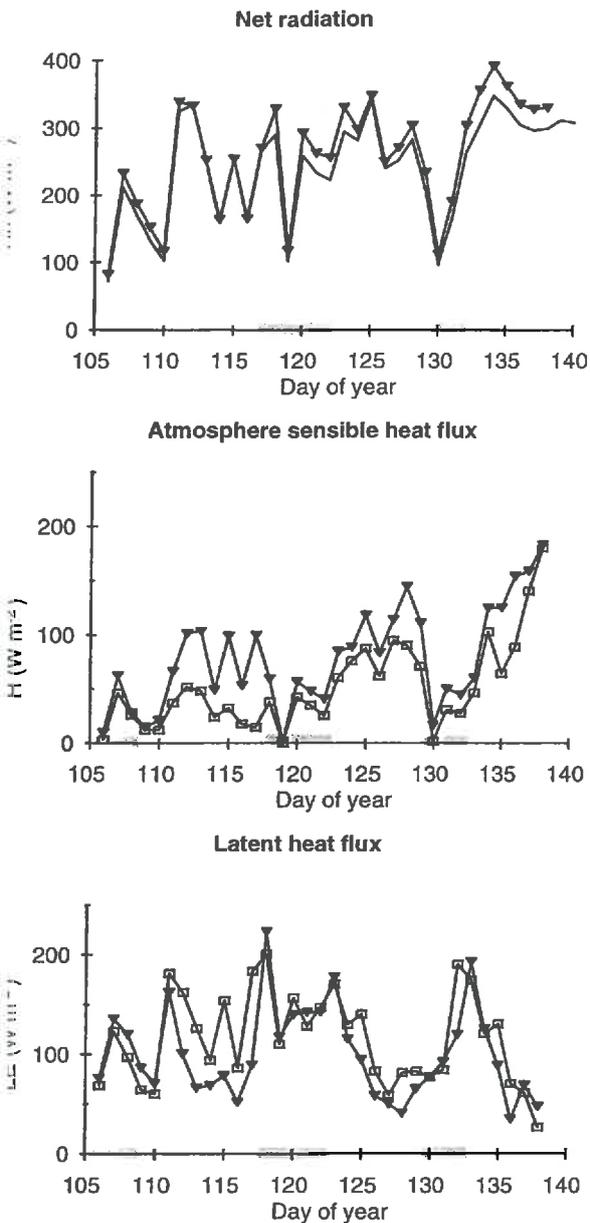


Figure 8. Changes in net radiation, atmospheric sensible heat flux and latent heat flux on the spring-tilled plot (▼) and the autumn-tilled plot (□). \square : Rainy periods.

shly tilled soil was similar to those reported by Braaten et al. [10] and Idso et al. [21]. Soil compaction greatly increased thermal conductivity (about 200 % at 0.05 m deep), and gave a smaller increase in heat capacity (about 20 % at 0.05 m deep), as observed by Allmaras et al. [3]. This con-

firms the great effect of soil bulk density on changes in thermal conductivity, as measured by Bussi re et al. [6] using thermal probes. The timing of the secondary tillage had a smaller effect on thermal conductivity than did soil compaction. The increase in thermal conductivity and heat capacity with the autumn soil tillage by 10–20 % was similar to the changes observed by Johnson and Lowery [23] and Arshad and Azooz [1], who compared the spring thermal regimes of conventional tilled soils (equivalent to the spring-tilled soil S in our experiment) and untilled soils (without crop residues, equivalent to the autumn-tilled soil A in our experiment).

We shall deal with net radiation, evaporation and sensible heat fluxes to analyse the energy balance. Net radiation defines the energy available at the soil surface; evaporation is strongly linked to water availability and so to previous climatic conditions (the days before), while the sensible heat fluxes in the soil and in the atmosphere reflect mainly instantaneous meteorological conditions and are strongly linked to the surface temperature (equations (3) and (4)).

4.2. Net radiation

Net radiation depends on the solar and atmospheric radiation, the soil surface temperature, and the soil albedo and emissivity (equation (2)). Table III shows the radiation balance and some of its components from instantaneous data (averaged over 1 h for a day with high solar radiation, when the differences in radiation balance and surface temperature between plots are likely to be greatest), and from data averaged over the whole experimental period. The difference in net radiation from instantaneous data was mainly due to a difference in reflected radiation, but the difference in the soil surface temperatures of the two soil tillage timings compensated for more than half the difference due to albedo. Similar results were obtained by Allmaras et al. [3] for the net radiation on ploughed (high albedo and cold soil) and ploughed + harrowed (low albedo and warm soil) plots. But

Table III. Analysis of the radiation balance.

	R_s (W m^{-2})	a	$(1-a)R_s$ (W m^{-2})	T_0 ($^{\circ}\text{C}$)	$-\sigma T_0^4$ (W m^{-2})	R_n (W m^{-2})
Day 128 at 12 noon						
Autumn tillage (A)	798	0.27	580	27.8	-464	425
Spring tillage (S)	798	0.23	616	31.2	-486	447
Difference A-S			-36		22	-22
Experimental period						
Autumn tillage (A)	191	0.21	151	12.3	-378	89
Spring tillage (S)	191	0.17	159	12.8	-380	97
Difference A-S			-8		2	-8

R_s : solar radiation; R_n : net radiation; a : albedo; T_0 : soil surface temperature.
 σ : Stefan-Boltzmann constant.

the temperature differences (6 K for a 12-h average) were undoubtedly due to the great difference in soil roughness in this case. The difference in soil surface temperature was smaller when the whole period was considered, because it combined data with low and high solar radiation and with dry and wet soil. The difference in reflected radiation averaged over the whole period remained much larger than the differences in emitted long-wave radiation: consequently the spring-tilled soil had a higher net radiation input than the autumn-tilled soil. The compacted soil and the autumn-tilled soil probably had similar net radiations because of the small differences in their albedo and surface temperatures.

4.3. Latent heat flux

Evaporation depends on the vapour saturation deficit above the soil surface, the aerodynamic resistance to water vapour transfer (r_a) and the soil resistance to water transfer (r_s) (equation (6)). Evaporation decreased steadily each day after rainfall because the soil surface dried and soil resistance to evaporation increased (figure 9a, b), as reported by Idso et al. [19]. The aerodynamic resistance to water vapour transfer had little effect on

evaporation: r_a was much smaller than r_s , and it increased less than did r_s (figure 9a, b). The decrease in evaporation varied greatly according to soil tillage and the dry period (figure 8c). Soil surface resistance to evaporation increased much more rapidly after rain on the spring-tilled soil, especially during the two first dry periods (days 108-117 and 123-129) when the soil surface dried more quickly. Surface water content decreased more rapidly on the spring-tilled soil because water transfer to the soil surface was probably less efficient in the spring-tilled soil than in the autumn-tilled soil. The structural discontinuity between the seed bed and the sub-layer caused by the spring tillage and the greater porosity of the first few centimetres of the soil should have decreased the hydraulic conductivity within the spring-tilled soil. Such an increase in evaporation with increasing bulk density and compaction was mentioned by Hadas [16], although the effect of soil structure on hydraulic conductivity is not well known [18]. The soil surface of the autumn-tilled soil also dried out and the soil surface resistance to evaporation increased during the third dry period when potential evaporation was high (5 mm day^{-1}). In this case, there was no difference in soil evaporation between the two tillage timings. The autumn-tilled soil counteracted evaporation by supplying the soil surface with water by capillarity, because of its rel-

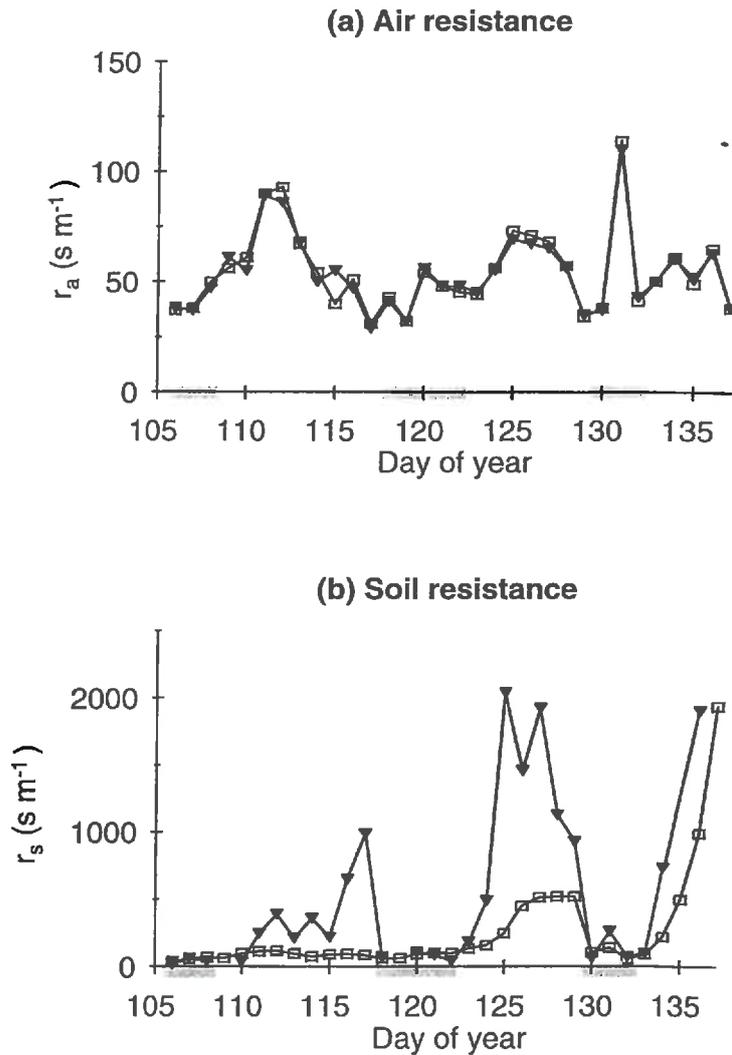


Figure 9. Aerodynamic resistance to heat and water vapour transfer (r_a) and soil resistance to water transfer (r_s) for the spring-tilled plot (\blacktriangledown) and the autumn-tilled plot (\square). \blacksquare : Rainy periods

very high hydraulic conductivity, only when the climatic demand was low. The effect of soil tillage on evaporation appears to be closely correlated with climatic conditions.

4.4. Soil heat flux

Net radiation was higher on the spring-tilled soil than on the autumn-tilled soil, and it was the

reverse for the latent heat flux. Thus, there was more energy available for the sensible heat fluxes ($H + G = R_n - \lambda E$) on the spring-tilled soil than on the autumn-tilled soil (table IV). This produced a greater sensible heat flux and a greater soil heat flux on the spring-tilled soil than on the autumn-tilled soil. But the fraction of the available energy that went into the soil ($G / (R_n - \lambda E)$) was smaller on the spring-tilled soil than on the autumn-tilled soil (table IV), and it was obviously the opposite

for the ratio $H / (R_n - \lambda E)$. On the contrary, the differences in net radiation and latent heat flux for the compacted and the autumn-tilled soils were probably very small (the similar changes in water content with time and depth for the two treatments (figure 5) indicate similar evaporation). In these conditions, soil heat flux and $(G / (R_n - \lambda E))$ were higher on the compacted soil than on the autumn-tilled soil. The atmospheric sensible heat flux depends on the thermal gradient above the soil surface and aerodynamic resistance to heat transfer (equation (5)), while the soil heat flux depends on the thermal gradient at the soil surface and the soil surface thermal conductivity (equation (4)). The air resistance for the two tillage timings was similar (figure 9a), while the thermal conductivity was lower on the spring-tilled soil than on the autumn-tilled soil and it was highest on the compacted soil (figure 4). The thermal conductivity probably limited the penetration of heat into the soil on the spring-tilled soil, despite the greater available energy; but it enhanced heat penetration into the compacted soil. It was already observed that the soil heat flux and G/R_n ratios over the same soil with different water contents were first related to differences in evaporation and then to differences in soil thermal properties [12, 20].

4.5. Soil temperature

The change in soil temperature with time is proportional to the soil heat flux G and inversely proportional to the soil heat capacity C (equation (3)). The differences in soil temperature between the three treatments were more pronounced during the day than during the night, because the soil heat flux is higher during the day than during the night in the spring; they were about 0–2 K in the whole ploughed layer, in the same range as in previous studies. The soil temperatures of the three plots were in the reverse order from their volumetric heat capacities, they were not in the order of soil heat fluxes: the differences in soil heat flux on the three plots were counteracted by the differences in heat capacity. This was not so in the experiment of Allmaras et al. [3], where soil temperatures were in the same sequence as soil heat flux. The differences in soil heat flux were due to the difference in random roughness and flux towards the atmosphere, they were much larger (40 %) than those in our experiment (10 %). The differences in soil temperature were transient and linked to the climatic conditions; they occurred only during the transition conditions following a rainfall event. Soil heat fluxes were low during rainy periods, due to high

Table IV. Mean net radiation (R_n), soil heat flux (G), atmospheric sensible heat flux (H) and latent heat flux (λE) during the day (7 a.m.–5 p.m.) (W m^{-2}), and percentage of net radiation to the soil heat flux, atmospheric sensible heat flux and latent heat flux (in parenthesis) for autumn soil tillage and spring soil tillage, for rainy and dry periods.

	Rainy periods		Dry periods	
	Autumn tillage	Spring tillage	Autumn tillage	Spring tillage
R_n	196	220	260	279
G	42 (20 %)	53 (21 %)	87 (33 %)	95 (33 %)
H	24 (10 %)	43 (18 %)	61 (23 %)	94 (34 %)
λE	131 (70 %)	123 (61 %)	112 (44 %)	90 (33 %)
$R_n - \lambda E$	65	97	148	189
$G / (R_n - \lambda E)$	0.65	0.55	0.59	0.50

evaporation, and similar on the three plots, soil heat capacities were high, due to high water content, and similar. The spring-tilled soil became warmer immediately after rainfall, because it had a high soil heat flux – due to low evaporation, and in spite of its low thermal conductivity – and a low heat capacity – due to its low water content. Differences in soil temperature logically decreased as the soil was drying: soil heat flux became less different between the three treatments, because evaporation and thermal conductivity became low even in the autumn-tilled and compacted soils, and heat capacity also became less different between the three treatments.

4.6. Crop establishment

The effect of the soil tillage timing on crop establishment was significant, even though the differences in soil temperature were small. The time necessary to reach 50 % of germinated seeds was shorter for the spring-tilled soil (8 days) than for the autumn-tilled soils (10 days). The time necessary to reach 50 % of emerged seedlings was less pronounced between the two tillage timings, 14 days for the spring-tilled soil and 15 days for the autumn-tilled soil, because the sowing depth was also modified by soil tillage. The sowing was more superficial for the autumn-tilled soil ($0.010 \text{ m} \pm 0.006 \text{ m}$) than for the spring-tilled soil ($0.017 \text{ m} \pm 0.006 \text{ m}$); the sower had difficulty penetrating the autumn-tilled soil because of the degraded soil surface.

5. CONCLUSION

This study demonstrates that the effects of tillage on the soil thermal regime are significant, but complex and contradictory, and that it is essential to describe the energy balance of the soil surface to understand its effects. Tilling the soil just before sowing increased the energy available to warm the soil by reducing evaporation, increased soil temperature and enhanced sugar beet emergence. But tilling the soil also modified albedo and

thermal properties. The overall effect of tillage depends on its effect on each soil parameter, and there is also a strong interaction with climatic conditions. For example, tilling the soil before sowing did not alter the soil temperature when the soil was dry. The positive effect of spring tillage on soil temperature can also be counteracted if the soil is compacted during tillage. Consequently, we need a soil temperature simulation model to define precisely the soil structure required to enhance soil warming under various climatic conditions, and thus to define the best tillage strategy. The physical-based model for predicting soil temperature should take into account heat transfer into the soil, and as this study shows, the transfer of water into the soil, so as to predict soil evaporation within the energy balance at the soil surface. We will use our data to calibrate the model of Chanzy and Bruckler [9], which describes these physical processes, and then analyse the sensitivity of this model.

Acknowledgements: The authors thank D. Boitez and C. Dominiarczyk for technical assistance, and O. Parkes for checking the English text.

REFERENCES

- [1] Arshad M.A., Azooz R.H., Tillage effects on soil thermal properties in a semiarid region, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60 (1996) 561–567.
- [2] Allmaras R.R., Nelson W.W., Hallauer E.A., Fall versus spring plowing and related heat balance in the western Corn Belt, *Minn. Agric. Stn Tech. Bull.* 283 (1972) 1–22.
- [3] Allmaras R.R., Hallauer E.H., Nelson W.W., Evans S.D., Surface energy balance and soil thermal property modifications by tillage-induced soil structure, *Minn. Agric. Stn Tech. Bull.* 306 (1977) 1–40.
- [4] Boiffin J., Durr C., Fleury A., Marin Lafèche A., Maillet I., Analysis of the variability of sugar beet (*Beta vulgaris*) growth during the early stages. I Influence of various conditions on crop establishment, *Agronomie* 12 (1992) 515–525.
- [5] Brutsaert W.H., *Evaporation into the Atmosphere*, Reidel, Dordrecht, 1982.

- [6] Bussière F., Cellier P., Dorigny A., Estimation de la conductivité thermique d'un sol in situ à l'aide d'une sonde à choc thermique, *Agronomie* 12 (1992) 69–78.
- [7] Camillo P., Gurney R.J., A resistance parameter for bare-soil evaporation models, *Soil Sci.* 141 (1986) 95–105.
- [8] Cellier P., Richard G., Robin P., Partition of sensible heat fluxes into bare soil and the atmosphere, *Agric. For. Meteorol.* 82 (1996) 245–265.
- [9] Chanzy A., Bruckler L., Significance of soil moisture with respect to daily soil evaporation, *Water Resour. Res.* 29 (1993) 1113–1125.
- [10] Cipra J.E., Baumgardner M.F., Stoner E.R., MacDonald R.B., Measuring radiance characteristics of soil with a field spectroradiometer, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 35 (1971) 1014–1017.
- [11] de Vries D.A., Thermal properties of soils, in: Van Wijk W.R. (Ed.), *Physics of Plant Environment*, North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 1963, pp. 210–235.
- [12] Fuchs M., Hadas A., The heat flux density in a non-homogeneous bare loessial soil, *Bound. Layer Meteorol.* 3 (1972) 191–200.
- [13] Gauer E., Shaykewith C.F., Stobbe E.H., Soil temperature and soil water content under zero tillage in Manitoba, *Can. J. Soil Sci.* 62 (1982) 311–325.
- [14] Griffith D.R., Mannering J.V., Galloway H.M., Parsons S.D., Richey C.B., Effect of eight tillage-planting systems on soil temperature, percent stand, plant growth, and yield corn on five Indiana soils, *Agronomy J.* 65 (1973) 321–326.
- [15] Gupta S.C., Radke J.K., Larson W.E., Predicting temperatures of bare and residue covered soils with and without a crop, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45 (1981) 405–412.
- [16] Hadas A., Soil tilth: the desired soil structural state obtained through proper soil fragmentation and reorientation processes, *Soil Tillage Res.* 43 (1997) 7–40.
- [17] Ham J.M., Senock R.S., On the measurement of soil surface temperature, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56 (1992) 370–377.
- [18] Horton R., Ankeny M.D., Allmaras R.R., Effects of compaction on soil hydraulic properties, in: Soane B.D., van Ouwerkerk C. (Eds.), *Soil Compaction in Crop Production, Developments in Agricultural Engineering* no. 11, Elsevier, Amsterdam, 1994, pp. 141–166.
- [19] Idso S.B., Reginato R.J., Jackson R.D., Kimball B.A., Nakayama F.S., The three stages of drying of a field soil, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 38 (1974) 831–838.
- [20] Idso S.B., Aase J.K., Jackson R.D., Net radiation-soil heat flux relations as influenced by soil water content variations, *Bound. Layer Meteorol.* 9 (1975) 113–122.
- [21] Idso S.B., Jackson R.D., Reginato R.J., Kimball B.A., Nakayama F.S., The dependence of bare soil albedo on soil water content, *J. Appl. Meteorol.* 14 (1975) 109–113.
- [22] Itier B., Cellier P., Riou C., Actual evapotranspiration measurement by a simplified aerodynamic method, *ASAE Advances in Evapotranspiration Symp.*, 1985, pp. 201–207.
- [23] Johnson M.D., Lowery B., Effect of three conservation tillage practices on soil temperature and thermal properties, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49 (1985) 1547–1552.
- [24] Oliver S.A., Oliver H.R., Wallace J.S., Roberts A.M., Soil heat flux and temperature variation with vegetation, soil type and climate, *Agric. For. Meteorol.* 39 (1987) 257–269.
- [25] Potter K.N., Horton R., Cruse R.M., Soil surface roughness effects on radiation reflectance and soil heat flux, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51 (1987) 855–860.
- [26] Richard G., Cellier P., Chanzy A., Régime thermique des lits de semence, in: J. Boiffin, E. Choppin de Janvry, (Eds.), *L'implantation de la betterave sucrière: un point sur les recherches actuelles*, Les Colloques de l'Inra 67, Versailles, 1994, pp. 87–101.
- [27] Richard G., Boiffin J., Duval Y., Direct drilling of sugar beet (*Beta vulgaris* L.) into a cover crop: effects on soil physical conditions and crop establishment, *Soil Till. Res.* 34 (1995) 169–185.
- [28] Wall D.A., Stobbe E.H., The effect of tillage on soil temperature and corn (*Zea mays* L.) growth in Manitoba, *Can. J. Plant Sci.* 64 (1984) 59–67.
- [29] Wierenga P.J., Nielsen D.R., Horton R., Kies B., Tillage effects on soil temperature and thermal conductivity, in: Unger P.W., Van Doren D.M. (Eds.), *Predicting Tillage Effects on Soil Physical Properties and Processes*, ASA Spec. Pub. 44, Madison, 1982, pp. 69–90.

Comparison of Inverse and Direct Evaporation Methods for Estimating Soil Hydraulic Properties under Different Tillage Practices

G. Richard,* J. F. Sillon, and O. Marloie

ABSTRACT

Tillage and traffic modify soil porosity and pore-size distribution, leading to changes in the unsaturated hydraulic properties of the tilled layer. These modifications are difficult to characterize although they can greatly affect evaporation. This study was conducted to compare field and laboratory methods for estimating the unsaturated hydraulic properties of two soils under different tillage practices. Soils freshly tilled, soils tilled 6 mo earlier that received winter rainfall (340–380 mm), and soils compacted by wheel tracks, were created in loess (Typic Hapludalf) and calcareous (Typic Rendoll) soils to obtain a wide range of soil bulk densities (1.0–1.6 g cm⁻³). The Wind laboratory method (direct evaporation) was compared with an inverse modeling method applied to field measurements of water content and water potential during dry periods in spring. The soil samples were saturated with water from the top (full saturation) or from the bottom (partial saturation) before conducting the laboratory evaporation experiment. The Wind method overestimated water retention, except in the compacted soils, when the soil samples were initially fully saturated with water. On the contrary, there was good agreement between the Wind method and field data for tilled soils with a low bulk density when the samples were only partially saturated from the bottom. In that case, the hydraulic conductivity obtained with the Wind and the inverse modeling methods were similar. The Wind method can be used to estimate the unsaturated hydraulic properties of tilled soils, but care must be taken to saturate the soil cores with water: full saturation (saturation fraction of the total pore space >0.9 m³ m⁻³) for the cores from compacted soils with a low structural void ratio (<0.3 m³ m⁻³), partial saturation (saturation fraction of the total pore space around 0.7 m³ m⁻³) for the cores from the tilled soils with a high structural void ratio (>0.5 m³ m⁻³).

ONE of the objectives of tillage is to manipulate the structure of the tilled layer to control evaporation when the soil is bare, that is, during crop establishment and the intercropping period. Linden (1982) used simulated data to show that the effect of soil bulk density on unsaturated hydraulic properties is very important for predicting changes in evaporation caused by tillage. However, the effect of tillage-induced soil structure on unsaturated hydraulic properties is still difficult to predict (Ehlers, 1977; Tamari, 1994; Horton et al., 1994). Several methods are now available to determine unsaturated hydraulic properties. Inverse modeling techniques (Kool et al., 1987) and various laboratory methods (Stolte et al., 1994) can be used. Inverse solution techniques are interesting because they can be applied to field evaporation experiments, but the identifiability, uniqueness and stability of the results are often questioned (Abbaspour et al., 1999). The Wind laboratory method (Wind, 1968) is a direct evaporation technique

that provides estimates of retention and conductivity curves in the tensiometric range and is quite easy to use. It has been intensively studied in recent years (Tamari et al., 1993; Wendroth et al., 1993; Stolte et al., 1994; Morath et al., 1997; Simunek et al., 1998), but its results have not been compared with field estimations of hydraulic properties, particularly within the tilled layer. This method, like most laboratory methods, also requires prior saturation of the soil sample with water. This step is difficult to define because it must simulate field conditions of water-saturated soil, which are not well known (Wessolek et al., 1994). This study was therefore carried out to determine the unsaturated hydraulic properties of soils under different tillage practices, comparing an inverse modeling method applied to field data with the Wind method and several saturation strategies.

MATERIAL AND METHODS

Tillage Experiment

Two field experiments were conducted in spring to obtain changes in water content due to evaporation, one in March through June 1995 for the loess soil and the other in March through June 1996 for the calcareous soil (the two main soils in northern France). The experiments were performed on a 750-m² field at the Research Centre of INRA, Mons en Chaussée (Somme) for the loess soil (Soil Type I), and at the Research Centre of INRA, Châlons (Marne) for the calcareous soil (Soil Type II). The loess soil (silt loam, Typic Hapludalf) was a Luvisol Orthique (FAO classification), whereas the calcareous soil (Typic Rendoll) was a Rendzina (FAO classification). The physical properties of the ploughed layers are shown on Table 1. Four soil samples were taken to be sure of the textural homogeneity of the field in each experimental site.

The two field experiments were done after a wheat (*Triticum aestivum* L.) crop. The straw was burned after harvesting. Each field was tilled in September with a digging machine (Bufalo, FALC, Firenze, Italia) to obtain a fine soil structure without large clods (tilled depth = 0.3 m). A fully compacted tilled layer (Treatment A) was produced using a tractor of 8.3 Mg with tires inflated at 200 kPa at a water potential of -0.5 m. This was done by driving the tractor across the plot, completely covering the soil surface. An uncompacted tilled layer (Treatment C) with a fragmentary structure and a high porosity was produced by a spring tillage done with the digging machine (tilled depth = 0.3 m) at the beginning of the experiment at each site in April (the zones under the wheel tracks were not considered). The third treatment (Treatment B) was the fall-tilled soil with an intermediate porosity because of compaction and reconsolidation by winter rainfall. The winter rainfall was 380 mm on the loess soil and 340 mm on the calcareous soil.

Soil Property Measurements

The dry bulk density profile was measured using a gamma probe with six replications per treatment. Measurements were made every 5 cm in the 5- to 30-cm layer. The total void ratio

Richard, J.F. Sillon and O. Marloie, Institut National de la Recherche Agronomique, Unité d'Agronomie de Laon-Péronne, 02007 Laon Cedex, France. Received 20 Apr. 1999. *Corresponding author (richard@laon.inra.fr).

Table 1. Physical properties of the loess and calcareous ploughed layers (mean values \pm standard deviation).

Soil type	Clay	Silt	Sand	CaCO ₃	Organic matter	Soil particle density
						Mg m ⁻³
Loess (I)	145 \pm 6.4	798 \pm 4.9	52 \pm 0.5	5 \pm 0.5	21 \pm 0.5	2.68 \pm 0.02
Calcareous (II)	110 \pm 2.1	178 \pm 4.0	16 \pm 2.3	696 \pm 2.3	40 \pm 0.5	2.67 \pm 0.02

(e) at a depth (z) was calculated as a function of soil bulk density (ρ) and soil particle bulk density (ρ_s) using the formula

$$e(z) = \rho_s/\rho(z) - 1 \quad (\text{m}^3 \text{ of pores m}^{-3} \text{ of solid phase}) \quad [1]$$

The soil particle density was established for each treatment in the laboratory using a pycnometer with four replications per treatment (Table 1). Within the total pore space, the structural pore space was distinguished from the textural pore space as proposed by Monnier et al. (1973) and Fiès and Stengel (1981). The structural pore space results from the arrangement of structural elements created by tillage and weathering, while the textural pore space results from packing of the elementary particles. The structural void ratio (e_s) was calculated with the following formula:

$$e_s(z, w) = e(z) - e_t(w) \quad [2]$$

where $e_t(w)$ is the textural void ratio for the gravimetric water content w measured at the same time as the bulk density. The textural void ratio was measured as a function of soil water content on calibrated aggregates (2–3 mm diam.) by the method of Monnier et al. (1973). The volume of the aggregates at each water content was measured in kerosene using Archimedes' principle.

Changes in soil profile gravimetry water content were measured at 2- to 3-d intervals during dry periods between March and June. Measurements were made every 1 cm in the 0- to 5-cm layer and every 5 cm in the 5- to 30-cm layer (6 replications per layer). The water ratio (ϑ) and volumetric water content (θ) were calculated from the gravimetric water content (w), soil particle bulk density (ρ_s), bulk density measurements (ρ), and water density (ρ_w) using the expressions

$$\vartheta(z, t) = (\rho/\rho_w)w(z, t) \quad (\text{m}^3 \text{ of water m}^{-3} \text{ of solid phase}) \quad [3]$$

$$\theta(z, t) = [\rho(z)/\rho_w]w(z, t) \quad (\text{m}^3 \text{ of water m}^{-3} \text{ of soil}) \quad [4]$$

Changes in water potential profiles were measured daily using tensiometers (13-mm diam.; Objectif K, Tours, France) equipped with mercury manometers installed at 2-, 5-, 10-, 17-, and 25-cm depths (3 replicates per depth). We considered the water content on a soil particle volume basis (e.g., water ratio), although it is not the most common method. The use of the water ratio allows the water content to be expressed on the basis of the same mass of soil, whatever the bulk density.

Field Assessment of Hydraulic Properties

The relationships between soil water matric potential (h) and soil water ratio was established from field data of pairs of values (h_{ij} , ϑ_{ij}), where the subscripts i and j refer to the depth and time, respectively. We used the mean water potential measurements and gravimetric water content within the same layer at the same time (e.g., tensiometers at 2, 5, 10, 17, and 25 cm and water content of the 1- to 3-, 4- to 6-, 6- to 15-, 15- to 20-, 20- to 30-cm layers, respectively). Data were fitted to the following analytical equation proposed by van Genuchten (1980) to describe water-retention properties

$$S_e = \left[\frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^m \quad \text{with } m = 1 - \frac{1}{n} \quad [5]$$

where S_e is the effective water content, h is the soil matric

water potential (m), and α (m⁻¹) and n are fitting parameters. S_e can also be expressed using volumetric water content or water ratio

$$S_e = \frac{\vartheta - \vartheta_r}{\vartheta_s - \vartheta_r} = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad \text{with } \theta = \vartheta\rho/\rho_s \quad [6]$$

where ϑ_r and ϑ_s denote residual and saturated water ratio and θ_r and θ_s denote residual and saturated volumetric water content, respectively. For each soil, the four parameters ϑ_r , ϑ_s , α , and n were estimated by minimizing the sum of square differences between the measured and calculated water ratio for each measured water potential.

The relationships between soil water content and hydraulic conductivity were obtained using field changes in water potential as a function of soil depth by inverting a mechanistic model that describes the water transfer within a soil. This model was described in Witono and Bruckler (1989). It is based on heat and mass flow theory in partially saturated porous media (Philip and de Vries, 1957). The corresponding equations for one-dimensional vertical flows are (see Witono and Bruckler [1989] for details)

$$C_h(\partial h/\partial t) = \partial/\partial z [D_{hh}(\partial h/\partial z) + D_{hT}(\partial T/\partial z) - K] \quad [7]$$

$$C_T(\partial T/\partial t) = \partial/\partial z [\phi L D_{vh}(\partial h/\partial z) + \lambda^*(\partial T/\partial z)] \quad [8]$$

where t is the time (s), z is the depth (m), T is the temperature (K), C_h is the capillary capacity, D_{hh} is the isothermal moisture conductivity (m s⁻¹), D_{hT} is the thermal moisture conductivity (m² s⁻¹), K is the hydraulic conductivity (m s⁻¹), C_T is the heat capacity (J m⁻³ K⁻¹), D_{vh} is the isothermal vapor conductivity (m s⁻¹), λ^* is the apparent heat conductivity (W m⁻¹ K⁻¹), ϕ is the specific mass of the water vapor (kg m⁻³), and L is the latent heat of vaporization (J kg⁻¹).

The nonlinear partial differential equations of the model describing changes in water potential and temperature were solved by a Galerkin finite element method with 30 linear elements. Time steps (<600 s) were automatically calculated according to the magnitude of changes in temperature and water content. The model was applied to the 2- to 25-cm layer of each treatment during dry periods of several days. Boundary conditions consisted of the soil water potential and soil temperature measurements at 2 and 25 cm using a linear interpolation between two measurements. The initial conditions were obtained from field measurements. The 2- to 25-cm layer of each soil was described by its mean dry bulk density, thermal, hydraulic, and gas diffusion properties. Mean dry bulk density was deduced from field measurements (Table 2). Heat capacity and thermal conductivity were estimated using the model of de Vries (1963) as a function of soil water content, bulk density, and the thermal properties of quartz, clay mineral organic matter, water and air given by de Vries (1963). Water vapor diffusion coefficient (D_v) was calculated as a function of the air-filled porosity (n_a) using the relationships of Bruckler et al. (1989)

$$D_v/D_0 = 1.52n_a^{2.248} \quad [9]$$

where D_0 is the coefficient of diffusion of the water vapor in air

The water content–water potential relationship was then previously obtained by fitting the van Genuchten formula (Eq. [5]) on the field data of (h_{ij} , ϑ_{ij}) pairs of values. The h (

Table 2. Bulk density, void ratios, and hydraulic conductivity at -0.05 m of the six soils.

Soil type	Tillage treatment	Field measurements†			K at -0.05 m‡	Laboratory measurements‡
		Bulk density§	Total void ratio	Structural void ratio		Bulk density§
		Mg m^{-3}	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$		10^{-7} m s^{-1}	Mg m^{-3}
I	A	$1.63 \pm 0.02\text{a}\#$	0.64a#	0.01a#	$1.5 \pm 1.2\text{a}\#$	$1.61 \pm 0.03\text{a}\#\#$
II	A	$1.44 \pm 0.06\text{b}$	0.85b	0.30b	$3.1 \pm 2.0\text{ab}$	$1.43 \pm 0.10\text{b}$
I	B	$1.26 \pm 0.05\text{c}$	1.13c	0.51c	$7.6 \pm 4.2\text{bc}$	$1.26 \pm 0.08\text{c}$
II	B	$1.04 \pm 0.03\text{e}$	1.57e	1.02e	$13.0 \pm 6.1\text{c}$	$1.07 \pm 0.06\text{e}$
I	C	$1.17 \pm 0.03\text{d}$	1.29d	0.66d	$28.0 \pm 7.8\text{d}$	$1.19 \pm 0.04\text{d}$
II	C	$0.98 \pm 0.04\text{f}$	1.72f	1.17f	$27.0 \pm 10.0\text{d}$	$1.05 \pm 0.02\text{g}$

† Mean value of the 5- to 25-cm layer.

‡ Mean value of the soil cores used for the Wind method.

§ Mean values \pm standard deviation, calculated from Bradford (1967) for hydraulic conductivity.# Column values followed by the same letter are not statistically different ($P = 0.05$, Student's t -test).## Field and laboratory measurements of the bulk density followed by the same letter are not statistically different ($P = 0.05$, Student's t -test).

relationship has been deduced by combining $h(\vartheta)$ and the dry bulk density and particle density of each soil. The relationship between water content and hydraulic conductivity was described by a log-polynomial equation (third degree), as proposed by Chanzy and Bruckler (1994), because the Mualem-van Genuchten expression (van Genuchten, 1980) did not always provide a good fit (Maraux and Lafolie, 1998)

$$\log_{10}[K(\vartheta)] = a_0 + a_1\vartheta + a_2\vartheta^2 + a_3\vartheta^3 \quad [10]$$

The $K(\theta)$ relationship was derived from the corresponding $K(\vartheta)$ and the dry bulk density and particle density of each soil. The $K(\vartheta)$ relationship was the only soil property unknown to run the model of heat and water transfer. Therefore, the four coefficients of the Eq. [10] were obtained by minimizing the sum of square difference between the observed values of water potential at 5-, 10-, and 17-cm depths during a 7-d dry period and the calculated water potential at the same depth (least-square fitting procedure, Marquart [1963]).

Direct measurements of hydraulic conductivity at the 5-cm depth were performed using a disc infiltrometer (TRIMS, Objectif K). Measurements at a water potential of -0.05 m were done with two disc diameters (8 and 25 cm), with five replicates per disc diameter. Hydraulic conductivity was calculated with the method of Scotter et al. (1982).

Laboratory Assessment of Hydraulic Properties

We used the laboratory method proposed by Wind (1968), which was recently evaluated by Tamari et al. (1993) and Simunek et al. (1998) from a theoretical point of view, and by Stolte et al. (1994) and Morath et al. (1997) from a practical point of view. It is an evaporation method based on the measurements of the water potential profile and the mean water content of a soil column during a free evaporation period. Sample weight and water potential profiles are recorded periodically. The water retention characteristics, described by a single curve of Van Genuchten (Eq. [5]), are determined by an iterative procedure. The water content of the compartments around each tensiometer at each measurement time is calculated from measured water potential and the estimated water retention characteristics. The mean water content of the soil core is calculated using the water content of each compartment. The four parameters describing the water retention curve are obtained by minimizing the sum of square differences between the observed and calculated water content of the core at each measurement time.

The hydraulic conductivity is calculated directly using Darcy's law

$$K(\theta) = \frac{-q_z}{[(\Delta h/\Delta z) - 1]} \quad [11]$$

where q_z is the water flux density through the depth z (m s^{-1}).

The water flux density through depth z is calculated from decrease in water contents of the compartments

$$q_z = q_{z+1} + (\Delta S/S_{\text{core}}\Delta t)_{z,z+1} \quad [12]$$

where q_z and q_{z+1} are the water fluxes at two consecutive depths z and $z+1$ (z_0 and z_{max} correspond with the top and the bottom of the soil core, respectively), ΔS (m^3) is the change in water storage in a finite elementary soil layer having a surface S_{col} (m^2) between times t and $t + \Delta t$. ΔS is calculated from the soil moisture profiles given by the Wind algorithm as a function of the water potential profile. The water potential gradient ($\Delta h/\Delta z$) is estimated from a three-point approximation as a function of the change in water potential at three consecutive depths, $z - 1$, z , and $z + 1$, between two consecutive times of measurement, t and $t + \Delta t$ (see Morath et al. [1997] for details). Hydraulic conductivity cannot be estimated near saturation because the hydraulic gradients are too small (Wendroth et al., 1993). Hydraulic conductivity was normalized to a temperature of 20°C according to the dynamic viscosity of liquid water (Morath et al., 1997). The method gives a set of pairs of (K_{ij} , ϑ_{ij}) estimates, where the subscripts i and j refer to the water potential probe depth within the soil core and time, respectively. This set of values is used to fit any hydraulic conductivity-water content relationship.

Soil cores must be saturated with water before conducting the evaporation experiment. Two methods of saturation of the soil cores were used. The first method (Method 1) consisted of applying a zero water potential to the bottom of the soil core for 1 wk and then progressively applying the zero water potential to the top of the soil core for 8 h. This procedure, which is generally adopted for laboratory measurements, leads to a high initial saturation fraction of the pore space. A second method was used in the most porous soils (Method 2). The zero water potential was only applied to the bottom of the soil core, in order to obtain a lower initial saturation fraction. After the saturation step, the bottom of the soil sample was waterproofed once free drainage of water had stopped. Then, five microtensiometers (2.2-mm diam., SDEC, Tours, France) were installed in the soil core, at 1, 2, 3, 4 and 5 cm below the top of the sample. Water potential and core weight were measured every 20 min. The experiment took ≈ 1 wk at a room temperature of 18 to 25°C . Each experiment was discontinued when the tensiometer at 1-cm depth indicated a water potential lower than -8 m. The maximum range of water potential applied for each sample was between -8 and -0.5 m. The hydraulic conductivity-water content relationship of a single soil core was described using the log-polynomial equation (Eq. [10]) combining all the compartments.

Several undisturbed cores (15-cm diam., 7-cm height), taken from the 5- to 22-cm layer, were used to characterize each soil (a total of 35 cores from the six soils). The retention curve

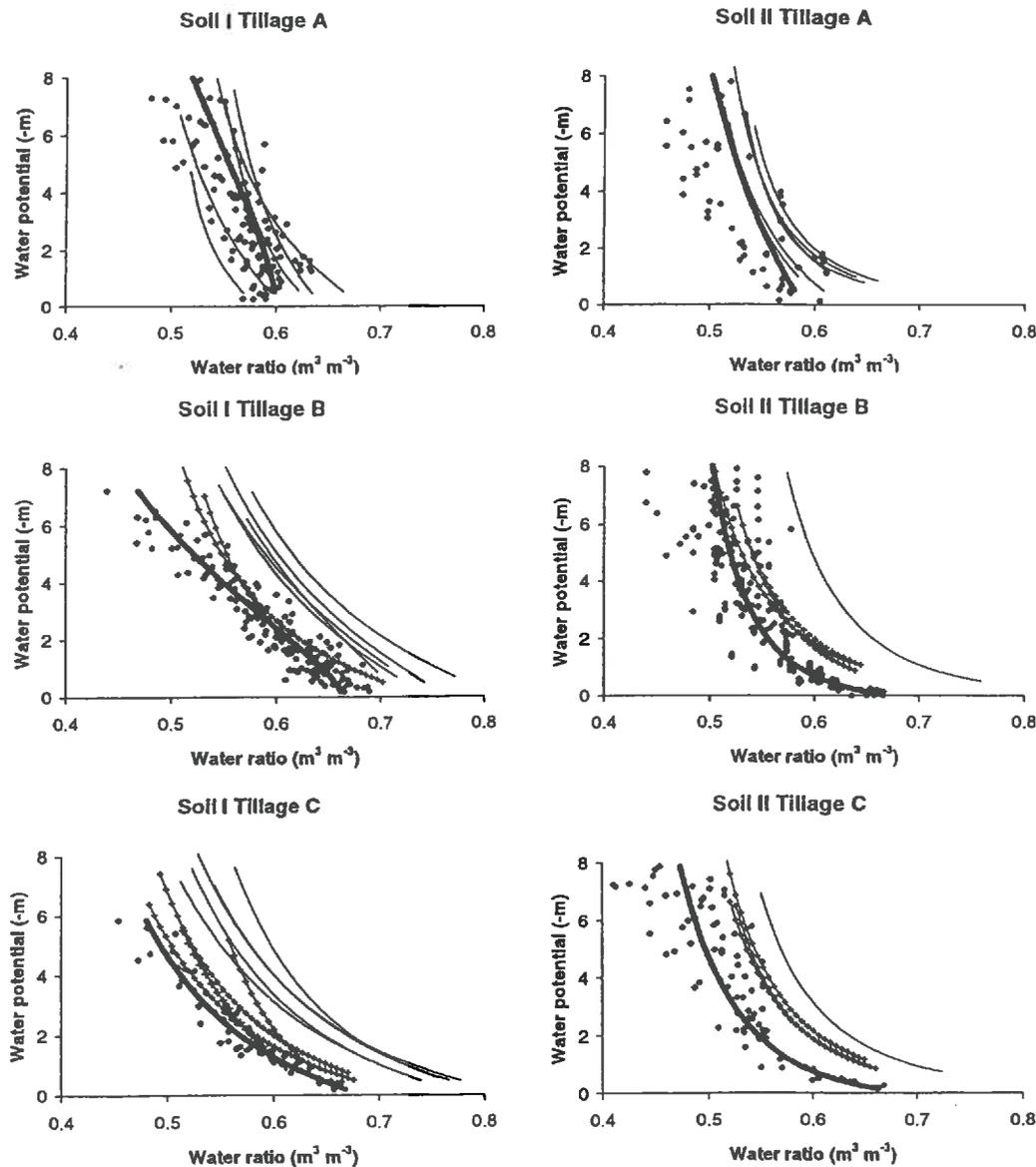


Fig. 1. Relationships between water ratio and water potential in the six soils. Field data of simultaneous measurements of water potential and water ratio during dry periods at different depths (2, 5, 10, 17, and 25 cm) (filled diamonds). Retention curve (Eq. [5]) fitted to field data (one fitted curve per soil) (thick line). Retention curve obtained with the Wind method after full saturation (Method 1) (one curve correspond with one soil core) (thin line). Retention curve obtained with the Wind method after partial saturation (Method 2) (one curve correspond with one soil core) (line with plus signs).

obtained for each core was discretized every 0.1 m of water potential. A set of (h_i, ϑ_i) values was obtained, where the subscript i refers to a list of n values of water potential equally spaced. Then a van Genuchten curve (Eq. [5]) was fitted mixing the pairs of $(h_{i,k}, \vartheta_{i,k})$ values obtained with the different soil cores, where the subscript k refers to the soil core, to obtain the mean retention curve of each soil. The mean hydraulic-water content curve of each soil was obtained by fitting a log-polynomial equation to the pairs of $(K_{i,j,k}, \vartheta_{i,j,k})$ values obtained with the different soil cores, where the subscripts i , j , and k refer to the probe depth within the soil core, the time, and the soil core, respectively.

Comparison of the Methods

Coefficient of determination (r^2) and root mean square error (RMSE) were calculated for the two methods used in each soil. The results of the field and laboratory methods were

compared by calculating, for each soil, the mean difference (MD) and root mean square difference (RMSD) between: the retention curve, or the hydraulic conductivity-water ratio curve, obtained with the field method and the different retention curves, or respectively hydraulic conductivity-water ratio curves, obtained from the Wind method.

$$MD_{\vartheta} = \frac{1}{N} \sum_{k,l} [\vartheta_F(h_i) - \vartheta_{w,k}(h_i)] \quad [13]$$

$$RMSD_{\vartheta} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{k,l} [\vartheta_F(h_i) - \vartheta_{w,k}(h_i)]^2} \quad [14]$$

$$\text{with } N = \sum_k n_k$$

where h_i is a list of n_k values of water potential in the range between -8 and -0.5 m with $h_{i+1} - h_i = 0.1$ m, k refers to the soil cores used for each soil and method of saturation, ϑ

Table 3. Estimated parameters of the retention curve (Eq. [5]) of the six soils corresponding with Wind and field methods.

Method	Soil type	Tillage treatment	θ_s	θ_r	α	n	$N\ddagger$	r^2	RMSE
			$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$		m^{-1}				$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$
Field	I	A	0.598	0	0.259	1.154	108	0.63	0.008
	II	A	0.598	0	0.480	1.129	62	0.51	0.011
	I	B	0.662	0	0.206	1.504	157	0.88	0.007
	II	B	0.667	0	4.170	1.082	211	0.83	0.008
	I	C	0.681	0	0.855	1.201	59	0.93	0.005
	II	C	0.691	0	3.656	1.112	88	0.84	0.009
Wind 1	I	A	0.622	0.504	0.537	1.798	159	0.42	0.027
	II	A	0.640	0.508	0.593	2.309	228	0.84	0.013
	I	B	0.766	0.036	0.456	1.245	325	0.93	0.015
	II	B	0.787	0.097	2.478	1.124	30	0.99	0.001
	I	C	0.806	0.060	1.035	1.213	421	0.96	0.014
	II	C	1.111	0.342	9.446	1.276	66	0.99	0.001
Wind 2	I	B	0.763	0	1.756	1.146	120	0.99	0.006
	II	B	0.700	0.294	1.114	1.289	140	0.98	0.005
	I	C	0.725	0	1.362	1.164	207	0.93	0.013
	II	C	0.765	0.370	2.132	1.351	155	0.99	0.004

† N is the number of pairs of values (h, θ) to which a Van Genuchten curve was fitted.

is the water ratio calculated from the retention curve fitted on the field data, $\theta_{w,k}$ is the water ratio calculated from the retention curve obtained from the soil core k with the Wind method. The mean difference and root mean square difference were calculated using the water ratio difference at a given water potential rather than the water potential difference at a given water ratio because the different methods could give totally different ranges of water ratios.

$$MD_K = \frac{1}{N} \sum_{k,l} \{ \log_{10}[K_F(\theta_l)] - \log_{10}[K_{w,k}(\theta_l)] \} \quad [15]$$

$$RMSD_K = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{k,l} \{ \log_{10}[K_F(\theta_l)] - \log_{10}[K_{w,k}(\theta_l)] \}^2} \quad [16]$$

where θ_l is a list of n_k values of water ratio in the range of water ratio measured during the field experiment with $\theta_{l+1} - \theta_l = 0.003$, K_F is the hydraulic conductivity calculated from the equation obtained with the inverse method on the field data, $K_{w,k}$ is the hydraulic conductivity deduced from the Wind method on soil core k .

RESULTS AND DISCUSSION

Ploughed Layer Structure

Significant increase of bulk density, or decrease of void ratio, was obtained after soil compaction due to field traffic (Table 2). The difference in bulk density between compacted plots (IA and IIA) and fall-tilled plots (IB and IIB) was 0.4 Mg m^{-3} in the two soil types. A structural void ratio nearly zero was obtained in the compacted loess soil (IA). The calcareous soil was more porous than the loess soil before compaction, and the structural void ratio remained $0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ in the compacted calcareous soil (IIA). Bulk density of the fall-tilled soils (IB and IIB) was only slightly higher than that of the spring-tilled soils (IC and IIC), indicating that winter rainfall had little effect on soil structure in the two soil types (the crust formation at the soil surface was not taken into account in this study). The mean bulk density of each soil calculated from the bulk density of soil cores used for the Wind method was essentially the same as that obtained from field measurements (Ta-

ble 2); there was no bias in sampling the soil cores for the Wind method, except for soil IIC.

Water Retention Curve

Field Method

The four parameters of the van Genuchten curve (Eq. [5]) fitted to the set of pairs of values (h, θ) obtained in each soil (Fig. 1) are given on Table 3. Higher variation of the water retention properties was obtained in the compacted soils (r^2 between 0.51 and 0.63) than in the tilled soils (r^2 between 0.83 and 0.93) in spite of similar variation coefficients of the bulk density. The root mean square error, which has the same unit as the water void ratio, was lower than $0.011 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ in the six soils. The fitted saturated water ratios (Table 3) were much lower than the total void ratios (Table 2), particularly in the tilled soils, because of the lack of field measurements near saturation.

Wind Method

For a single soil core, the correlation between the measured and simulated mean core water ratio after fitting the retention curve with the Wind method was always very high (>0.999), as illustrated in Fig. 2. As previously shown by Morath et al. (1997) using simulated data, the retention curve estimated using the Wind method was not sensitive to experimental errors (temperature, position, and calibration of the tensiometers). When several cores were used to characterize the retention properties of one soil, several retention curves, more or less distinct, were obtained, as shown in Fig. 1 for the six soils. A mean van Genuchten curve was fitted for each soil (Table 3). The coefficient of determination was 0.42 to 0.83 in the compacted soils and 0.93 to 0.99 in the tilled soils, similar to that obtained with the field method. The root mean square error was 0.001 to $0.027 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. The coefficient of determination and root mean square errors obtained using the field and Wind methods were in the same range.

The saturation fractions of the total pore space at the beginning of Wind experiments in the cores from

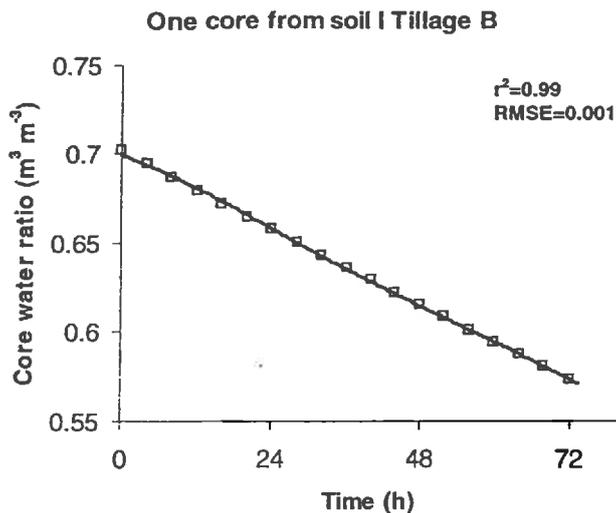


Fig. 2. Change in core mean water ratio measured during a Wind experiment (squares) or simulated (line) after fitting the water retention curve using the Wind algorithm.

compacted soils and tilled soils using Saturation Method 1 (full saturation) were around $0.9 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (Table 4). They were lower when Saturation Method 2 (partial saturation) was used for the soil cores from the tilled soils (around $0.67 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). The large difference in the saturation fraction between the two saturation methods did not produce any great difference in the fitted saturated water ratio of the tilled soils, except for soil IIC (Table 3).

Comparison between Field and Wind Methods

When Saturation Method 1 was used to saturate the soil cores, the mean difference MD_{θ} was always negative (Table 5), although it was very low in the case of the compacted loess soil (IA). The Wind method overestimated the water ratio at a given water potential as can be seen in Fig. 1. This was particularly true for the tilled soils, which had higher $RMSD_{\theta}$ ($>0.053 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) than the corresponding root mean square error ($<0.015 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). On the contrary, MD_{θ} and $RMSD_{\theta}$ were lower in compacted soils, particularly in the loess compacted soil (IA), which had with a very low structural void ratio. Mean difference MD_{θ} remained negative when Saturation Method 2 was used to saturate the soil cores

Table 4. Saturation fraction of the total pore space of the soil cores at the beginning of Wind experiment after full saturation (Method 1) or partial saturation (Method 2).

Soil type	Tillage treatment	Method 1		Method 2	
		Number of cylinders	Saturation rate†	Number of cylinders	Saturation rate†
		$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$		$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$	
I	A	5	$0.96 \pm 0.02a\ddagger$	—	—
II	A	6	$0.89 \pm 0.02a$	—	—
I	B	5	$0.91 \pm 0.04a$	2	$0.64 \pm 0.02b\ddagger$
II	B	1	0.95	3	$0.65 \pm 0.04b$
I	C	5	$0.92 \pm 0.03a$	4	$0.65 \pm 0.02b$
II	C	1	0.87	3	$0.72 \pm 0.04b$

† Mean value \pm standard deviation.

‡ Saturation rates followed by the same letter are not statistically different (variance analysis, $P = 0.05$).

Table 5. Mean difference (MD_{θ} , Eq. [13]) and root mean square difference ($RMSD_{\theta}$, Eq. [14]) between the retention curve obtained with the field method and that obtained with the Wind method after full saturation (Method 1) or partial saturation (Method 2) of soil cores.

Soil type	Tillage treatment	N†	Method 1		Method 2		
			MD_{θ}	$RMSD_{\theta}$	MD_{θ}	$RMSD_{\theta}$	
		$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$		$\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$			
I	A	333	-0.009	0.030			
II	A	384	-0.032	0.034			
I	B	333	-0.077	0.080	141	-0.030	0.035
II	B	76	-0.079	0.081	183	-0.016	0.020
I	C	354	-0.088	0.089	223	-0.029	0.032
II	C	64	-0.053	0.053	257	-0.034	0.037

† See Eq. [13] and [14].

from the tilled soils, but MD_{θ} (in absolute value) and $RMSD_{\theta}$ decreased (Table 5). The two criteria MD_{θ} and $RMSD_{\theta}$ in the tilled soils became similar to those obtained with the compacted soils, MD_{θ} around $-0.07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ and $RMSD_{\theta}$ around $0.03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

Our results show that the Wind method can give good estimates of the soil water retention properties in field conditions and point out the general problem of soil physical measurements from saturated soil cores. The studies of Tamari et al. (1993), Stolte et al. (1994), and Santini et al. (1995) comparing different laboratory methods, including the Wind method, for estimating soil water retention properties were all done after full saturation of the soil cores. We have compared the retention curve obtained with the Wind method and that deduced from field measurements. In our case, a good agreement between field and Wind methods was obtained by adapting the initial saturation fraction of soil cores to the structural porosity: full saturation (saturation fraction of the total pore space $>0.9 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) for the cores from compacted soils with a low structural void ratio ($<0.3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), partial saturation (saturation fraction of the total pore space around $0.7 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) for the cores from the tilled soils with a high structural void ratio ($>0.5 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). It seems that the tilled soils with a high structural porosity were not fully saturated with water in our field conditions. For these soils, applying the Wind method after full saturation of the soil core led to overestimation of the water content at a given water potential. An initial saturation fraction of around 0.7 greatly improved the estimation of the retention properties. This might be due to entrapped or dissolved air (Hillel, 1980). Wessolek et al. (1994) also showed that the calculated water content from the topsoil of silty loam (bulk density of 1.37 Mg m^{-3}) was overestimated when they used the van Genuchten model fixing the saturated water content as the total porosity. Some authors have proposed considering the saturated water content of the van Genuchten model as a fraction of the total porosity. Thus, Ghosh (1976) used a value of 0.9.

Hydraulic Conductivity Curve

Field Method

Table 6 gives the parameters of the log-polynomial equation for the six soils obtained by minimizing the

Table 6. Estimated parameters of the hydraulic conductivity/water ratio (Eq. [10]) of the six soils corresponding with Wind and field methods.

Method	Soil type	Tillage treatment	N†	a_4	a_1	a_2	a_3	r^2	RMSE‡
				$\log_{10} (\text{m s}^{-1})$				$\log_{10} (\text{m s}^{-1})$	
Field	I	A	12	-14.5	-10.7	55.0	-34.3	0.98	0.17
	II	A	8	-7.4	0.9	-25.3	33.6	0.98	0.06
	I	B	18	-12.1	2.5	-0.9	10.2	0.99	0.15
	II	B	12	-11.8	-0.1	1.7	10.2	0.98	0.19
	I	C	18	-9.3	-5.3	-0.1	19.32	0.99	0.12
	II	C	13	-18.1	6.2	46.1	-52.3	0.95	0.16
Wind 1	I	A	1568	-9.2	-9.7	16.2	1.8	0.70	0.28
	II	A	3378	-18.2	20.0	-4.2	-3.7	0.69	0.27
	I	B	3599	-21.6	30.5	-10.6	-8.9	0.50	0.32
	II	B	638	-8.2	-12.7	17.9	-0.9	0.96	0.12
	I	C	3293	-12.5	2.0	4.8	1.1	0.90	0.20
	II	C	997	-18.3	35.0	-55.0	37.2	0.84	0.22
Wind 2	I	B	1707	-10.0	-6.4	15.8	-2.5	0.64	0.36
	II	B	1359	-10.9	-3.2	12.4	-3.5	0.72	0.18
	I	C	1545	-11.8	16.9	-51.0	51.8	0.85	0.21
	II	C	2455	-22.1	49.9	-75.0	46.9	0.89	0.15

† N is the number of measurements of water potential during a dry period at different depths for the field method. It is the number of pairs of values (K , θ) for the Wind method.

‡ RMSE has the same units as the water potential (m) for the field method and as the $\log_{10}(K)$ for the Wind method (m s^{-1}).

difference between the measured water potential at different depths during a dry period in the field and the corresponding simulated change in water potential. Figure 3 illustrates the change in observed and calculated water potential after fitting the hydraulic conductivity-water content relationships in soil IB. The correlation between the measured and simulated water potential within the tilled layer during a dry period was always high in the six soils (>0.95 , Table 6). The root mean square error, which had in this case the same unit as a water potential, was always <0.2 m. Using the same model of water and heat transfers, Witono and Bruckler (1989) showed the very great sensitivity of this model to hydraulic properties and its lower sensitivity to thermal properties or water vapor diffusion. Finally, a good agreement between observed and calculated water potential was obtained in the six soils in spite of the uncertainty of the thermal properties of each soil (estimated by the model of de Vries) and precise locations of the

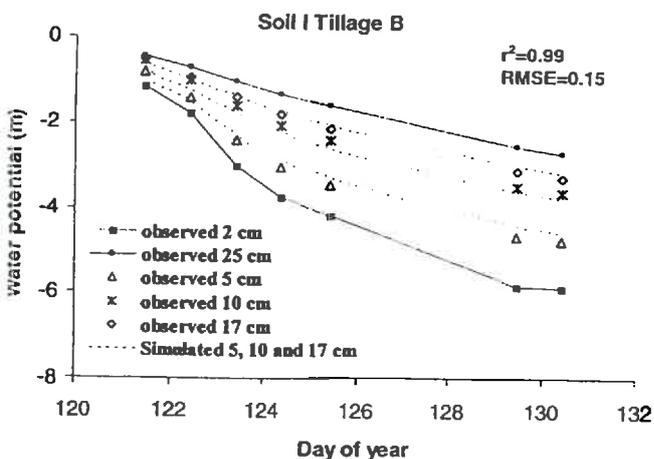


Fig. 3. Change in water potential with time at 2, 5, 10, 17, and 25 cm during a field experiment in the 2- to 25-cm tilled layer of soil IB or simulated at 5, 10, and 17 cm using the model of soil water transfer after fitting the relationships between hydraulic conductivity and water ratio (inverse field method).

tensiometers and of water content sampling in the field conditions. Similar results were obtained by Chanzy and Bruckler (1994) calibrating the same model for change in water content in the 0- to 20-cm layer of loamy or clayey soils.

Wind Method

The scatter in the hydraulic conductivity of a single soil core, calculated with the Wind method (at different depths in the soil core as a function of time since the beginning of evaporation experiment), illustrated in Fig. 4, corresponds with that obtained by Morath et al. (1997) using simulated data. Morath et al. (1997) showed that the calculated hydraulic conductivity was very sensitive to errors of calibration and position of the microtensiometers, and to sample nonuniformity. The coefficient of determination between the measured and simulated hydraulic conductivity was 0.7 to 0.9 after fitting a log-polynomial curve to the set of pairs of values (K , θ) obtained for each soil core. The hydraulic conductivity-water ratio curves obtained for the several cores used

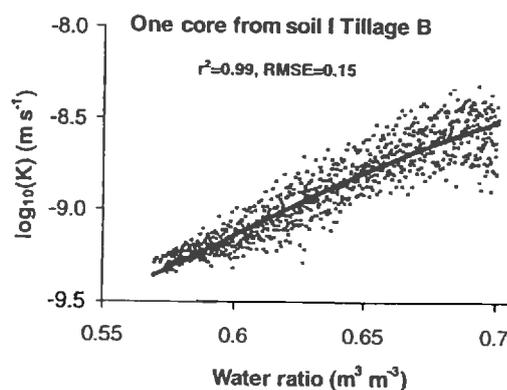


Fig. 4. Relationships between hydraulic conductivity and water ratio obtained by the Wind method (same core as Fig. 2). Each point represents a pair of values (K , θ) obtained with the Wind method from each depth at each measurement time. The solid line represents the log-polynomial curve after fitting.

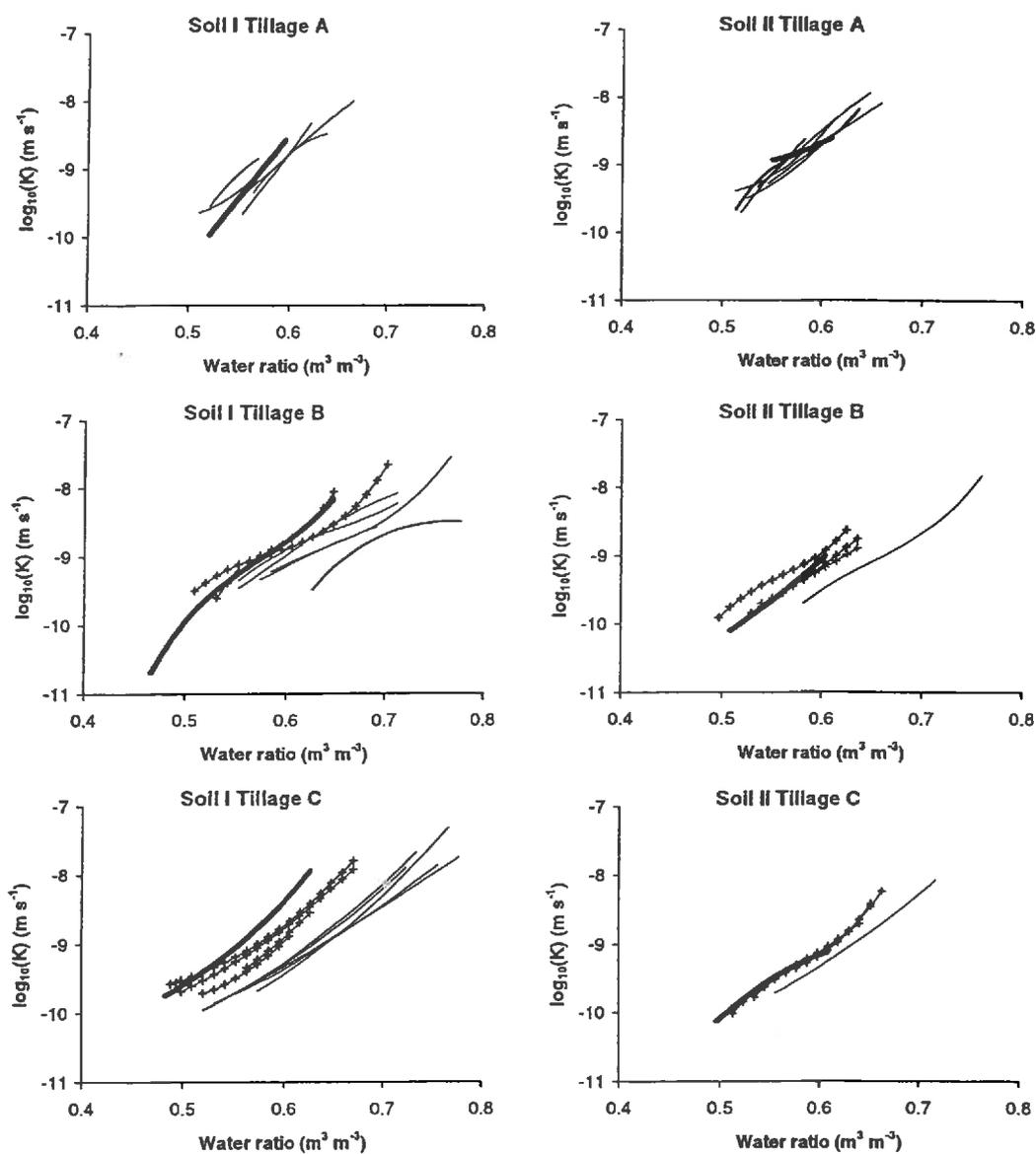


Fig. 5. Relationships between hydraulic conductivity and water ratio in the six soils. Relationships obtained by inverting the soil water transfer model (thick line). Relationships obtained from the Wind method after full saturation (Method 1) (each curve corresponds with one soil core) (thin line). Relationships obtained from the Wind method after partial saturation (Method 2) (each curve corresponds with one soil core) (line with plus signs).

to characterize the hydraulic properties of each soil are shown in Fig. 5. A mean log-polynomial curve was fitted for each soil (Table 6). The coefficient of determination was 0.50 to 0.96 and the root mean square error, equivalent in this case to $\log_{10}(K)$ (m s^{-1}), was in the range 0.12 to 0.36.

Comparing the Wind and Inverse Modeling Methods

The hydraulic conductivity–water ratio relationships estimated indirectly by the field method or directly by the Wind method are shown in Fig. 5. In the compacted soils, for which the soil cores were fully saturated before conducting the Wind experiment, the two criteria, MD_K and $RMSD_K$, were low, indicating good agreement between the field and Wind methods (Table 7). The mean

difference MD_K was always positive and high, 0.25 to 0.85, when Saturation Method 1 was used to saturate the cores from the tilled soils. The Wind method underestimated hydraulic conductivity, compared with the field method, at a given water ratio, as shown in Fig. 5. MD_K and $RMSD_K$ were much lower when Method 2 was used to saturate the soil cores from the tilled soils. MD_K and $RMSD_K$ became similar to that obtained with the compacted soils, except in the case of soil IC.

Finally, the Wind method and the field method gave similar unsaturated hydraulic conductivity–water ratio relationships when the two methods gave similar retention curves, by adapting the procedure of saturation to the structural porosity of the soil for the Wind method. The hydraulic conductivity was directly measured in the field at a water potential of -0.05 m using an infiltrometer (Table 2). But, as pointed out by Stolte et al.

Table 7. Mean difference (MD_k , Eq. [15]) and root mean square difference ($RMSD_k$, Eq. [16]) between the hydraulic conductivity/water ratio curve obtained with the field method and that obtained the Wind method after full saturation (Method 1) or partial saturation (Method 2) of soil cores.

Tillage treatment	Method 1			Method 2		
	N_f	MD_k	$RMSD_k$	N_f	MD_k	$RMSD_k$
		- \log_{10} ($m\ s^{-1}$) -			- \log_{10} ($m\ s^{-1}$) -	
A	102	0.01	0.24			
A	134	0.05	0.14			
B	148	0.36	0.43	100	-0.01	0.15
B	14	0.44	0.44	106	-0.07	0.18
C	198	0.85	0.87	162	0.33	0.38
C	20	0.25	0.27	138	0.05	0.10

Eq. [15] and [16].

4), the main difficulty with comparing methods of estimating hydraulic properties, is that they differ in their application ranges. The gradients of water potential within a soil core are too low near saturation during the Wind experiment to allow calculation of hydraulic conductivity (Wendroth et al., 1993). Consequently, the hydraulic conductivity calculated by the Wind method could not be compared with the field measurements. It is not possible to reproduce the change in water potential in the field during dry periods by inverting the water transfer model. Therefore, the agreement between the hydraulic conductivity-water ratio relation estimated using the inverse field method and the Wind method showed that the field change in water potential can be simulated using the hydraulic conductivity calculated by the Wind method.

CONCLUSIONS

This study was done under field conditions to estimate unsaturated hydraulic properties of tilled layers. We compared the Wind method, an evaporation laboratory method that is quite easy to perform in the laboratory with a field method based on measurements of soil water content and water potentials during dry periods. Two methods were used in the tensiometric range of water potential. The retention curve was directly established from field measurements while it was estimated by an inverse procedure using the Wind method. The hydraulic conductivity-water content curve was established by an inverse procedure using field measurements and directly with the Wind method. Two methods of saturating soil cores were tested before conducting the evaporation experiment in the laboratory: full or partial saturation. The results obtained by the field and laboratory methods were consistent under our conditions if full saturation of the cores (saturation fraction of the total pore space $>0.9\ m^3\ m^{-3}$) for soils with a low structural void ratio ($<0.3\ m^3\ m^{-3}$), partial saturation of the cores (saturation fraction of the total pore space $>0.7\ m^3\ m^{-3}$) for soils with a high structural void ratio ($>0.5\ m^3\ m^{-3}$). A full saturation of the soil cores with high structural porosity led to overestimation of the retention curve and underestimation of the hydraulic

conductivity. These results confirm the usefulness of the Wind method for assessing soil hydraulic properties, as mentioned by Stolte et al. (1994), and emphasize the problem of saturation before performing laboratory measurements. Perhaps soil should be sampled in wet conditions and the laboratory evaporation experiment begun immediately without a saturation step to avoid this problem. This strategy would not reduce the range of water content for which the hydraulic properties can be estimated because the Wind method cannot be used to estimate the hydraulic properties near saturation.

ACKNOWLEDGMENTS

The work was done as part of the requirements for the Ph.D. by J.F. Sillon and was partially supported by the Chambre d'Agriculture de la Marne and the Conseil Régional de Picardie. The authors thank O. Parkes and B. Lowery for checking the English text.

REFERENCES

- Abbaspour, K.C., M.A. Sonnleitner, and R. Schulin. 1999. Uncertainty in estimation of soil hydraulic parameters by inverse modeling: Example lysimeter experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63:501-509.
- Bradford, N.C. 1967. *Experimental measurements: Precision, error and truth*. Addison-Wesley, London.
- Bruckler, L., B.C. Ball, and P. Renault. 1989. Laboratory estimation of gas diffusion and effective porosity in soils. *Soil Sci.* 147:1-10.
- Chanzy, A., and L. Bruckler. 1994. Significance of soil moisture with respect to daily bare soil evaporation. *Water Resour. Res.* 29: 1113-1125.
- de Vries, D.A. 1963. Thermal properties of soils. p. 210-235. *In* W.R. Van Wijk (ed.) *Physics of plant environment*. North-Holland Publ. Co., Amsterdam.
- Ehlers, W. 1977. Measurement and calculation of hydraulic conductivity in horizons of tilled and untilled loess-derived soil, Germany. *Geoderma* 19:293-306.
- Fiès, J.C., and P. Stengel. 1981. Textural density of natural soils. I. Method of measurements. (In French, with English abstract.) *Agronomie* 1:651-658.
- Ghosh, R.K. 1976. Model of soil moisture characteristic. *J. Ind. Soc. Soil Sci.* 24:353-355.
- Hillel, D. 1980. *Applications of soil physics*. Academic Press, New York.
- Horton, R., M.D. Alkeny, and R.R. Allmaras. 1994. Effects of compaction on soil hydraulic properties. p. 141-165. *In* B.D. Soane and C. van Ouwerkerk (ed.) *Soil compaction in crop production*. Elsevier, Amsterdam.
- Kool, J.B., J.C. Parker, and M.Th. van Genuchten. 1987. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models—A review. *J. Hydrol. (Amsterdam)* 91:255-293.
- Linden, R.D. 1982. Predicting tillage effects on evaporation from the soil. p. 117-132. *In* Predicting tillage effects on soil physical properties and processes. ASA Spec. Publ. 44. ASA and SSSA, Madison, WI.
- Maraux, G., and F. Lafolie. 1998. Modeling soil water balance of a maize-sorghum sequence. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62:75-82.
- Marquart, D.W. 1963. An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters. *SIAM J. Appl. Math.* 11:431-441.
- Morath, D., L. Bruckler, P. Bertuzzi, J.C. Gaudu, and M. Bourlet. 1997. Error analysis of an evaporation method for determining hydrodynamic properties in unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61:725-735.
- Monnier, G., P. Stengel, and J.C. Fiès. 1973. A method to measure the bulk density of small aggregates. Application to the analysis of the soil porosity. (In French, with English abstract.) *Ann. Agron.* 24:533-545.
- Philip, J.R., and D.A. de Vries. 1957. Moisture movements in porous materials under temperature gradients. *Trans. An. Geophys. Union* 38:222-232.

- Santini, A., N. Romano, G. Ciollaro, and V. Comegna. 1995. Evaluation of a laboratory inverse method for determining unsaturated hydraulic properties of a soil under different tillage practices. *Soil Sci.* 160:340-351.
- Simunek, J., O. Wendroth, and M.Th. van Genuchten. 1998. Parameter estimation analysis of the evaporation method for determining soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62:894-905.
- Scotter, D.R., B.E. Clothier, and E.R. Harper. 1982. Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using two rings. *Aust. J. Soil Res.* 20:295-304.
- Stolte, J., J.L. Freijer, W. Bouten, C. Dirksen, J.M. Halbertsma, J.C. Van Dam, J.A. Van Den Berg, G.J. Veerman, and J.H.M. Wosten. 1994. Comparison of six methods to determine unsaturated soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58:1596-1603.
- Tamari, S., L. Bruckler, J. Halbertsma, and J. Chadoeuf. 1993. A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57:642-651.
- Tamari, S. 1994. Relations between pore-space and hydraulic properties in compacted beds of silty-loam aggregates. *Soil Technol.* 7:57-73.
- van Genuchten, M.Th. 1980. A close form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:892-898.
- Wessolek, G., R. Plagge, F.J. Leij, and M.Th. van Genuchten. 1994. Analysing problems in describing field and laboratory measured soil hydraulic properties. *Geoderma* 64:93-110.
- Wendroth, O., W. Ehlers, J.W. Hopmans, H. Kage, J. Halbertsma, and J.H.M. Wosten. 1993. Reevaluation of the evaporation method for determining hydraulic functions of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57:1436-1443.
- Witono, H., and L. Bruckler. 1989. Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water transport modeling. I. Field validation of a water flow model. *Water Resour. Res.* 25:2423-2435.
- Wind, G.P. 1968. Capillary conductivity data estimated by a simple method. p. 181-191. *In* P.E. Rijtema and H. Wassink (ed.) *Water in the unsaturated zone*. Vol. 1. Proc. Wageningen Symp. June 1966. Int. Assoc. Scientific Hydrol., Gentbrugge, Belgium.

Effect of compaction on the porosity of a silty soil: influence on unsaturated hydraulic properties

G. RICHARD^a, I. COUSIN^b, J. F. SILLON^a, A. BRUAND^b & J. GUÉRIF^a

^aINRA, Unité d'Agronomie de Laon-Péronne, 02007 Laon Cedex, and ^bINRA, Unité de Science du Sol – SESCPF, Centre de recherche d'Orléans, BP 20619, 45166 Olivet Cedex, France

Summary

Tillage and traffic modify soil porosity and pore size distribution, leading to changes in the unsaturated hydraulic properties of the tilled layer. These changes are still difficult to characterize. We have investigated the effect of compaction on the change in the soil porosity and its consequences for water retention and hydraulic conductivity. A freshly tilled layer and a soil layer compacted by wheel tracks were created in a silty soil to obtain contrasting bulk densities (1.17 and 1.63 g cm⁻³, respectively). Soil porosity was analysed by mercury porosimetry, and scanning electron microscopy was used to distinguish between the textural pore space and the structural pore space. The laboratory method of Wind (direct evaporation) was used to measure the hydraulic properties in the tensiometric range. For water potentials < -20 kPa, the compacted layer retained more water than did the uncompacted layer, but the relation between the hydraulic conductivity and the water ratio (the volume of water per unit volume of solid phase) was not affected by the change in bulk density. Compaction did not affect the textural porosity (i.e. matrix porosity), but it created relict structural pores accessible only through the micropores of the matrix. These relict structural pores could be the reason for the change in the hydraulic properties due to compaction. They can be used as an indicator of the consequences of compaction on unsaturated hydraulic properties. The modification of the pore geometry during compaction results not only from a decrease in the volume of structural pores but also from a change in the relation between the textural pores and the remaining structural pores.

Effet du compactage sur la porosité d'un sol limoneux: conséquences sur les propriétés hydrauliques en non saturé

Résumé

Les modifications de porosité et de distribution de taille de pores liées aux opérations de travail du sol et à la circulation des engins agricoles entraînent des changements de propriétés hydrodynamiques des sols cultivés qui restent difficiles à prévoir. L'objectif du travail entrepris était donc d'analyser l'effet du compactage sévère d'un sol de limon sur l'espace poral de la couche labourée et ses conséquences sur les courbes de rétention d'eau et de conductivité hydraulique. Deux états structuraux contrastés de la couche labourée ont été créés par un passage de rotobèche (traitement fragmentaire, masse volumique de 1.17 g cm⁻³) ou par des passages d'un tracteur de 81.4 kN roue dans roue (traitement compacté, masse volumique de 1.63 g cm⁻³). La porosité du sol a été analysée à l'aide de la porosimétrie au mercure et de la microscopie électronique à balayage, en caractérisant les volumes de pores texturaux et structuraux. Les propriétés hydrodynamiques ont été estimées entre -80 et -5 kPa à l'aide de la méthode de Wind. Le traitement compacté retient moins d'eau que le traitement fragmentaire pour des potentiels hydriques inférieurs à -20 kPa. Par contre, la relation entre la conductivité hydraulique et l'indice d'eau n'a pas été affectée par l'état structural de la couche labourée. L'analyse de la porosité a montré que l'espace poral textural n'a pas été modifié par le compactage. Par contre, il a été mis en évidence dans le traitement compacté des pores structuraux reliques, c'est-à-dire des pores structuraux qui ne sont accessibles que par

Correspondence: G. Richard. E-mail: richard@laon.inra.fr

Received 4 January 2000; revised version accepted 14 August 2000

des pores texturaux. La présence de pores reliques explique les différences de propriétés hydrodynamiques entre les deux états structuraux créés. Elle pourrait constituer un indicateur de l'effet du compactage sur les propriétés hydrodynamiques d'un sol cultivé. La modification de l'espace poral liée au compactage concerne donc non seulement la diminution de l'espace poral structural, mais aussi les relations entre les pores texturaux et structuraux.

Introduction

Compaction, which is what happens when unsaturated soils are compressed, affects porosity and related physical properties such as mechanical properties, and gas and water transport. For most soils, compaction reduces the volume of large pores and consequently affects water retention properties and hydraulic conductivity in the range of high water potentials. The smallest pores affected by compaction are related to soil constitution (particle size distribution, organic carbon content and clay mineralogy), water content prior to compression and mechanical pressure applied. Kooistra (1994) studied the porosity of tilled sandy-loam soils by optical microscopy of thin sections and distinguished macropores (mean diameter $> 100 \mu\text{m}$) and smaller pores which were considered as micropores. She showed that the total porosity was often less decreased by compaction than the macroporosity because the microporosity would have increased. An approach using porosity analysis that takes pore origin into account instead of just pore size was proposed by Monnier *et al.* (1973). They considered pores within the soil to be of two types: (i) structural pores which result from tillage, traffic, weather and biological activity, and thus are affected by compaction, and (ii) textural pores which result from the arrangement of the elementary soil particles. Textural pores consist of lacunar pores that result from the packing of the sand and silt particles with the clay phase and in clay pores that result from the packing of clay particles within the clay phase. According to that distinction, textural pores are unaffected by compaction in the range of mechanical pressure applied on the soil surface by traffic. The stability of the textural porosity for compaction has been shown for silty, clayey-silt and silty-clay soils over large ranges of water content and field compaction conditions by, for example, Stengel (1979), Grimaldi (1981), and Guérif (1985). Nevertheless, variation of the textural porosity during compaction has been recorded for other soils. Coulon & Bruand (1989) studied the porosity of a sandy soil by combining optical microscopy and mercury porosimetry and found that textural porosity was decreased by compaction. In contrast, Bruand & Cousin (1995) observed an increase in the textural porosity after compacting cores of calibrated loamy-clay aggregates in wet conditions in the laboratory. They showed that this increase resulted from the formation of relict structural pores, i.e. remnants of structural pores that are accessible only via the necks of textural pores. Later, Bruand *et al.* (1997) found these relict structural pores in the field in the wheel traffic areas. Consequently, these different studies

show that lacunar pores and structural pores would interact to determine the hydraulic properties of the soil.

Compared with these numerous studies on the porosity dynamics for compaction there are few experimental data on the effect of compaction on hydraulic properties. Moreover most data concern the water retention properties alone. Reicosky *et al.* (1981) measured the water retention properties of cores of compacted loamy aggregates and showed that the quantity of water retained varied in proportion to the bulk density. Allmaras *et al.* (1982) did similar experiments on a ferrallitic clayey soil and also recorded variation of the water retention properties with the bulk density. Hill & Sumner (1967) expressed water content on a soil dry mass basis and discussed the water retention properties. They interpreted differences according to the pore size distribution with respect to the soil texture mainly. Tamari (1994) studied the water retention properties and unsaturated hydraulic conductivity of cores of silty-loam aggregates. After compaction he recorded an increase in the water retention and unsaturated hydraulic conductivity between -20 and -100 kPa, with water content expressed on a soil dry mass basis. Tamari (1994) suggested that compaction would cause a narrowing in the size of pore necks within aggregates without any change of the aggregate porosity.

There is a lack of study combining geometrical analysis of the pore geometry during compaction and related hydraulic properties. Our aim was to analyse how compaction under field conditions affects both geometrical characteristics of pores and hydraulic properties. For that purpose we selected a silty soil in two contrasting structural states and we studied (i) the pore geometry by using mercury porosimetry and chord size distribution on pictures recorded by scanning electron microscopy, and (ii) the water retention properties and unsaturated hydraulic properties using Wind's (1968) evaporation method.

Materials and methods

Field experiment

We did the field experiment from September 1994 to June 1995 at Mons-en-Chaussée (Somme, Northern France) (Sillon, 1999). The soil is an Orthic Luvisol (FAO-UNESCO, 1975) developed on loess. The experiment was done after a wheat crop, and the straw was burned after harvesting. Two plots, 8 m wide and 20 m long, were tilled in September with a rotovator (tillage depth = 0.3 m) to obtain a fine soil structure. A fully compacted tilled layer was produced in one of the two

Table 1 Physical properties of the compacted and uncompactd tilled layers

	Thickness /cm	Particle size distribution			Organic C	CaCO ₃	Particle density /g cm ⁻³
		Clay (<2 μm)	Silt (2–50 μm)	Sand (50–2000 μm) /g kg ⁻¹			
compactd	34	141	807	52	10	5	2.69
uncompactd	26	155	794	51	10	5	2.68

plots in March by mechanical compaction under wet conditions (water potential around -5 kPa) using a heavy tractor (81.4 kN with tyres 65 cm width inflated at 200 kPa). The tractor was driven across the plot to cover the whole soil surface. An uncompactd tilled layer with a loose structure and high porosity was produced in the other plot by digging the soil (tillage depth = 0.3 m) in early April (the zones under the wheel tracks were not considered in this study). Table 1 gives the physical properties of the ploughed layer of each plot.

Bulk density measurement

Bulk density was measured at 5, 10, 15, 20, 25 and 30 cm depth using a gamma probe (Bertuzzi *et al.*, 1987) at six positions in each plot. The porosity was expressed using the void ratio to give changes in porosity for the same mass of soil whatever the bulk density. The total void ratio (e , the pore volume per unit volume of solid phase) was calculated by

$$e = (\rho_p / \rho) - 1, \quad (1)$$

where ρ is the bulk density and ρ_p the particle density. The particle density was measured using a pycnometer on four replicates per plot (Table 1). The textural void ratio, e_t , was measured on sieved aggregates between 2 and 3.15 mm in diameter using the kerosene method, which is based upon the Archimedes' principle (Monnier *et al.*, 1973). These aggregates were produced by hand and sieving and were small enough to allow measurement of the textural void ratio because they contained only textural pores. The structural void ratio, e_s , was calculated from the total void ratio and the textural void ratio by

$$e_s = e - e_t. \quad (2)$$

The thickness of the ploughed layer was estimated by measuring the distance between the bottom of the ploughed layer and the soil surface every 5 cm over two 5 m-wide soil plots. The aggregate size distribution was assessed within the uncompactd ploughed layer by sieving wet (water content 2 g g⁻¹) soil samples of 14 dm³ (six replications).

Hydraulic properties

We determined the water content and the hydraulic conductivity in the laboratory at various water potentials, Ψ , for water potentials varying between -5 and -80 kPa by using Wind's (1968) evaporation method.

The water content was expressed as the water ratio (ϑ , volume of water per unit volume of solid phase) by

$$\vartheta = (\rho / \rho_w) w, \quad (3)$$

in which w is the gravimetric water content (mass of water per unit mass of oven-dried soil), and ρ_w is the density of water assumed equal to 1 g cm⁻³. Thus as for e , ϑ gives the water content for a constant mass of oven-dried soil, whatever the bulk density. The samples were undisturbed soil cores (15 cm diameter and 7 cm high) from the 5–22 cm layer. We collected five replicates from the compactd layer and four from the uncompactd layer. The cores were saturated using the method of Richard *et al.* (2001) to reproduce the field rewetting conditions as accurately as possible. The saturated cores were then subjected to evaporation, and the water potentials were recorded. In such situations, Richard *et al.* (2001) showed that the laboratory measurements of the hydraulic properties are in good agreement with the ones obtained from field experiments.

For a soil core, the Wind method gives a fitted water retention curve, from which we calculated a set of (Ψ , ϑ) pairs of values, and a set of (ϑ , K) and (Ψ , K) pairs of values, where K is the unsaturated hydraulic conductivity. The mathematical procedures used to fit $\Psi(\vartheta)$ and to calculate K from Darcy's law are described in Morath *et al.* (1997). For each treatment, we calculated the mean water ratio ϑ for every increment of 5 kPa for Ψ , the mean hydraulic conductivity K for every increment of 2 kPa for Ψ , or for every increment of 0.005 m³ m⁻³ for ϑ .

Mercury porosimetry

We investigated the pore size distribution by mercury porosimetry. The mercury, as a non-wetting liquid, was forced into a dry porous sample under pressure, and the relationship between the equivalent pore diameter (D , in μm) and the applied pressure (P , in kPa) was obtained from the Jurin-Laplace law:

Table 1 Physical properties of the compacted and uncompacted tilled layers

	Thickness /cm	Particle size distribution			Organic C	CaCO ₃	Particle density /g cm ⁻³
		Clay (<2 µm)	Silt (2–50 µm)	Sand (50–2000 µm) /g kg ⁻¹			
Uncompacted	34	141	807	52	10	5	2.69
Compacted	26	155	794	51	10	5	2.68

plots in March by mechanical compaction under wet conditions (water potential around -5 kPa) using a heavy tractor (81.4 kN with tyres 65 cm width inflated at 200 kPa). The tractor was driven across the plot to cover the whole soil surface. An uncompacted tilled layer with a loose structure and large porosity was produced in the other plot by digging the soil (tillage depth = 0.3 m) in early April (the zones under the wheel tracks were not considered in this study). Table 1 gives the physical properties of the ploughed layer of each plot.

Bulk density measurement

We measured the bulk density at 5, 10, 15, 20, 25 and 30 cm depth using a gamma probe (Bertuzzi *et al.*, 1987) at six locations in each plot. The porosity was expressed using the void ratio to give changes in porosity for the same mass of soil whatever the bulk density. The total void ratio (e , the pore volume per unit volume of solid phase) was calculated by

$$e = (\rho_p / \rho) - 1, \quad (1)$$

where ρ is the bulk density and ρ_p the particle density. The particle density was measured using a pycnometer on four replicates per plot (Table 1). The textural void ratio, e_t , was measured on sieved aggregates between 2 and 3.15 mm in diameter using the kerosene method, which is based upon the Archimedes' principle (Monnier *et al.*, 1973). These aggregates were produced by hand and sieving and were small enough to allow measurement of the textural void ratio because they contained only textural pores. The structural void ratio, e_s , was calculated from the total void ratio and the textural void ratio by

$$e_s = e - e_t. \quad (2)$$

The thickness of the ploughed layer was estimated by measuring the distance between the bottom of the ploughed layer and the soil surface every 5 cm over two 5 m-wide soil profiles. The aggregate size distribution was assessed within the uncompacted ploughed layer by sieving wet (water content of 0.2 g g⁻¹) soil samples of 14 dm³ (six replications).

Hydraulic properties

We determined the water content and the hydraulic conductivity in the laboratory at various water potentials, Ψ , for water potentials varying between -5 and -80 kPa by using Wind's (1968) evaporation method.

The water content was expressed as the water ratio (ϑ , volume of water per unit volume of solid phase) by

$$\vartheta = (\rho / \rho_w) w, \quad (3)$$

in which w is the gravimetric water content (mass of water per unit mass of oven-dried soil), and ρ_w is the density of water assumed equal to 1 g cm⁻³. Thus as for e , ϑ gives the water content for a constant mass of oven-dried soil, whatever the bulk density. The samples were undisturbed soil cores (15 cm diameter and 7 cm high) from the 5–22 cm layer. We collected five replicates from the compacted layer and four from the uncompacted layer. The cores were saturated using the method of Richard *et al.* (2001) to reproduce the field rewetting conditions as accurately as possible. The saturated cores were then subjected to evaporation, and the water potentials were recorded. In such situations, Richard *et al.* (2001) showed that the laboratory measurements of the hydraulic properties are in good agreement with the ones obtained from field experiments.

For a soil core, the Wind method gives a fitted water retention curve, from which we calculated a set of (Ψ , ϑ) pairs of values, and a set of (ϑ , K) and (Ψ , K) pairs of values, where K is the unsaturated hydraulic conductivity. The mathematical procedures used to fit $\Psi(\vartheta)$ and to calculate K from Darcy's law are described in Morath *et al.* (1997). For each treatment, we calculated the mean water ratio ϑ for every increment of 5 kPa for Ψ , the mean hydraulic conductivity K for every increment of 2 kPa for Ψ , or for every increment of 0.005 m³ m⁻³ for ϑ .

Mercury porosimetry

We investigated the pore size distribution by mercury porosimetry. The mercury, as a non-wetting liquid, was forced into a dry porous sample under pressure, and the relationship between the equivalent pore diameter (D , in µm) and the applied pressure (P , in kPa) was obtained from the Jurin-Laplace law:

Table 2 Water ratio (volume of water per unit volume of the solid phase) and total, textural and structural void ratios calculated using the measurements of field bulk density. Standard errors in parentheses

	Water ratio, θ	Bulk density /g cm ⁻³	Total void ratio, e	Textural void ratio, e_t	Structural void ratio, e_s
uncompacted	0.62 (0.01)	1.17 (0.01)	1.30 (0.02)	0.69 (0.01)	0.61 (0.02)
compacted	0.57 (0.01)	1.63 (0.01)	0.64 (0.01)	0.62 (0.01)	0.02 (0.01)

The water ratio was measured at the same time as the bulk density.

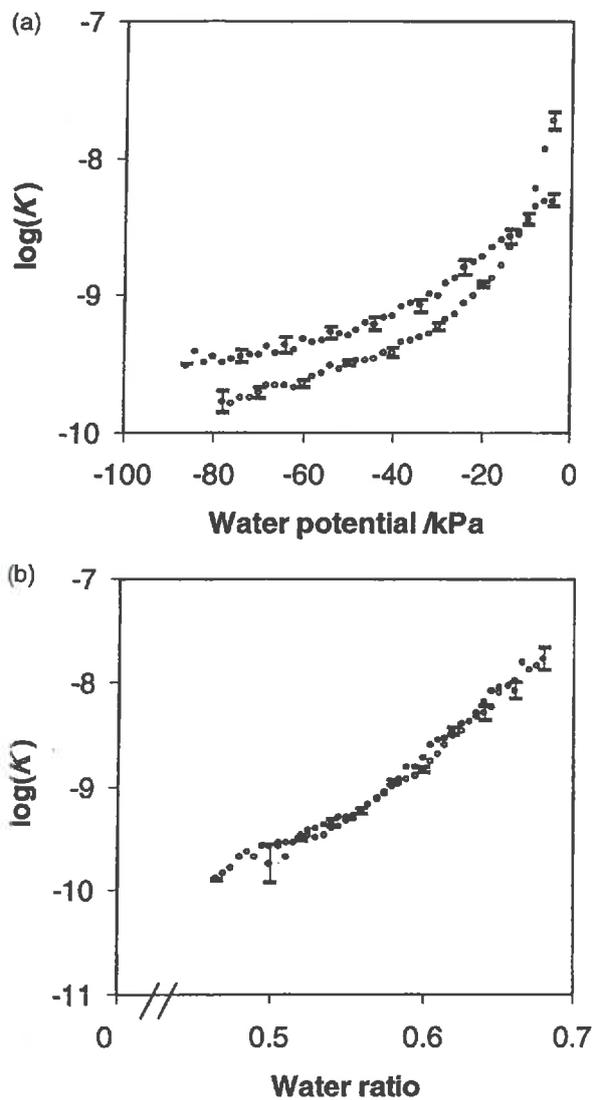


Figure 2 The logarithm of hydraulic conductivity measured in m s^{-1} plotted against the water potential (a) and the water ratio (b) in the compacted (●) and uncompacted (○) layers. Vertical bars indicate standard errors.

in the uncompacted ones. Compaction led to a decrease in e_t of 69% and in e_B of 12%.

Figure 4(a) shows the pore volume histograms as a function of the equivalent pore diameter, and for each range of diameters, the difference in intruded pore volume between clods from the compacted and uncompacted layers (Figure 4b). There was no difference for the pore diameter $<0.05 \mu\text{m}$ (e_C volume), while the pore volume was always greater in the uncompacted clods than in the compacted clods for pore diameters $>40 \mu\text{m}$ (e_A volume). The e_B volume was subdivided into three pore volumes. For equivalent pore diameter from 0.05 to $1 \mu\text{m}$, pore volumes were similar in the two types of clods. Pore volumes were greater in compacted clods than in uncompacted clods for pore diameters between 1 and $4 \mu\text{m}$, but they were smaller for pore diameters between 4 and $40 \mu\text{m}$.

Backscattered electron scanning images

Figure 5(a)–(d) shows the structural pores within the compacted and uncompacted layers. The mean structural pore ratio was 0.125 (standard deviation = 0.076) in the uncompacted clods. The pores had complex, diverse shapes with varying total curvatures and numerous biological features (Figure 5a,c). The mean structural pore ratio in the compacted clods was 0.032 (standard deviation = 0.026). Pores were always circular or elongated, with a constant total curvature sign (Figure 5b,d).

Figure 5(e,f) shows the packing of silt particles with the clayey phase, which formed pores of 10 – $50 \mu\text{m}$ diameter. These textural pores were lacunar, as designated by Fiès & Bruand (1990). The textural pores resulting from the packing of the clay particles within the clayey phase could not be distinguished on backscattered electron scanning images because they were too small (Attou *et al.*, 1998). The lacunar pore ratio measured on the images without any structural pores was 0.24 (standard deviation = 0.080) for the compacted clods and 0.29 (standard deviation = 0.086) for the uncompacted clods. These two mean values were not statistically different (Student's test, 5% level).

The chord distribution functions in the skeleton phase were calculated for the two types of clod. The two distributions can be superimposed (Figure 6), and the star volumes ($16.36 \times 10^6 \mu\text{m}^2$ for the compacted clods and $16.42 \times 10^6 \mu\text{m}^2$ for the uncompacted clods) were nearly equal.

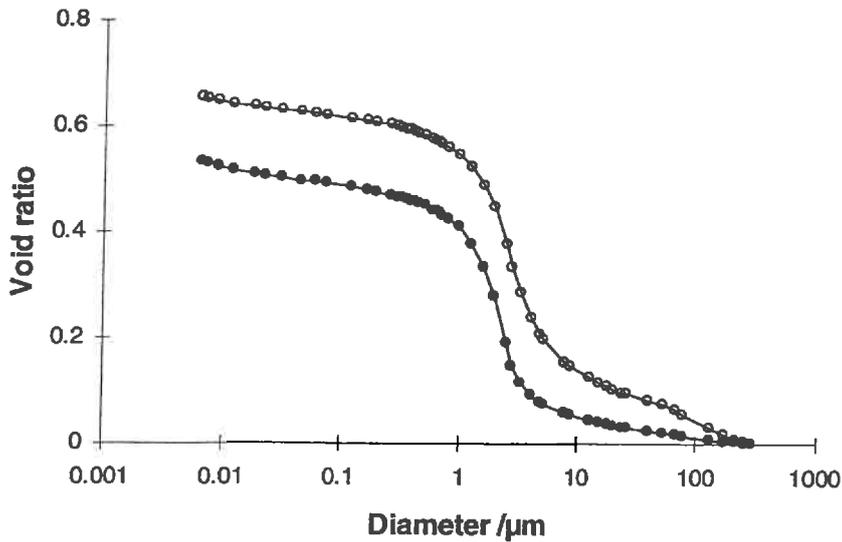


Figure 3 Cumulated mercury intrusion volumes of samples collected in the compacted (●) and uncompacted (○) layers.

Table 3 Pore volumes measured by mercury porosimetry on clods from each layer. Standard errors in parentheses

	Total void ratio (e)	Void ratio for pores diameter ranging from		
		0.006 to 0.05 μm (e_C)	0.05 to 40 μm (e_B)	40 to 360 μm (e_A)
Uncompacted	0.655 (0.005)	0.030 (0.002)	0.531 (0.012)	0.094 (0.014)
Compacted	0.531 (0.028)	0.035 (0.001)	0.467 (0.016)	0.029 (0.011)

Discussion

Effect of compaction on pore morphology

The overall difference between total pore volumes of clods before and after compaction was 19% as measured by mercury porosimetry. As proposed by Bruand & Prost (1987), the three void ratios e_A , e_B and e_C identified from mercury porosimetry measurements can be attributed to the structural, lacunar and clay pores, respectively. Thus the 40 μm threshold is the limit between the structural and lacunar pores, and the 0.05 μm between the lacunar and clay pores. Table 3 shows similar clay pore volume for the two types of layers and shows that compaction greatly reduces the structural pore volume (by 69%) and has much less influence on the lacunar pore volume (by 12%). Nevertheless, compaction did not affect the spacing between skeleton particles, as shown by the chord distribution calculation (Figure 6). This means that the textural pores were not affected by compaction. A more detailed analysis of the mercury intrusion curve (Figure 4) shows that the volume of lacunar pores of 4–40 μm decreased, whereas the volume of lacunar pores with diameters of 1–4 μm increased. The BESI showed that some of the pores cannot be easily classified as lacunar or structural pores (Figure 5c,d). The mercury

intrusion curves and BESI indicate that some of the pores that were structural pores prior to compaction were accessible only through the textural pores after compaction. Such structural pores thus behave as textural pores even though they may have looked like structural pores on thin sections. They were called relict structural pores by Bruand & Cousin (1995), and they were recorded under pressures of 50 and 200 kPa at a water potential of -1 kPa, and under a pressure of 600 kPa at a water potential of -63 kPa. The field conditions which produced the compacted layer were within the range of water potentials and mechanical pressures described by Bruand & Cousin (1995). The water potential was -5 kPa under the tractor wheels, and the mean applied pressure at the soil surface under a rear tyre of the tractor was assessed at 80–90 kPa, since the load on each rear tyre was 27 kN and the contact surface between the soil and the tyre was 0.3–0.35 m^2 .

Influence of compaction on hydraulic properties

Outside the saturation range, compacted soils retain more water than loose soils, the water content being expressed on a soil volume basis. Such a difference is due mainly to the decrease in the soil volume during compaction because of reduction of the

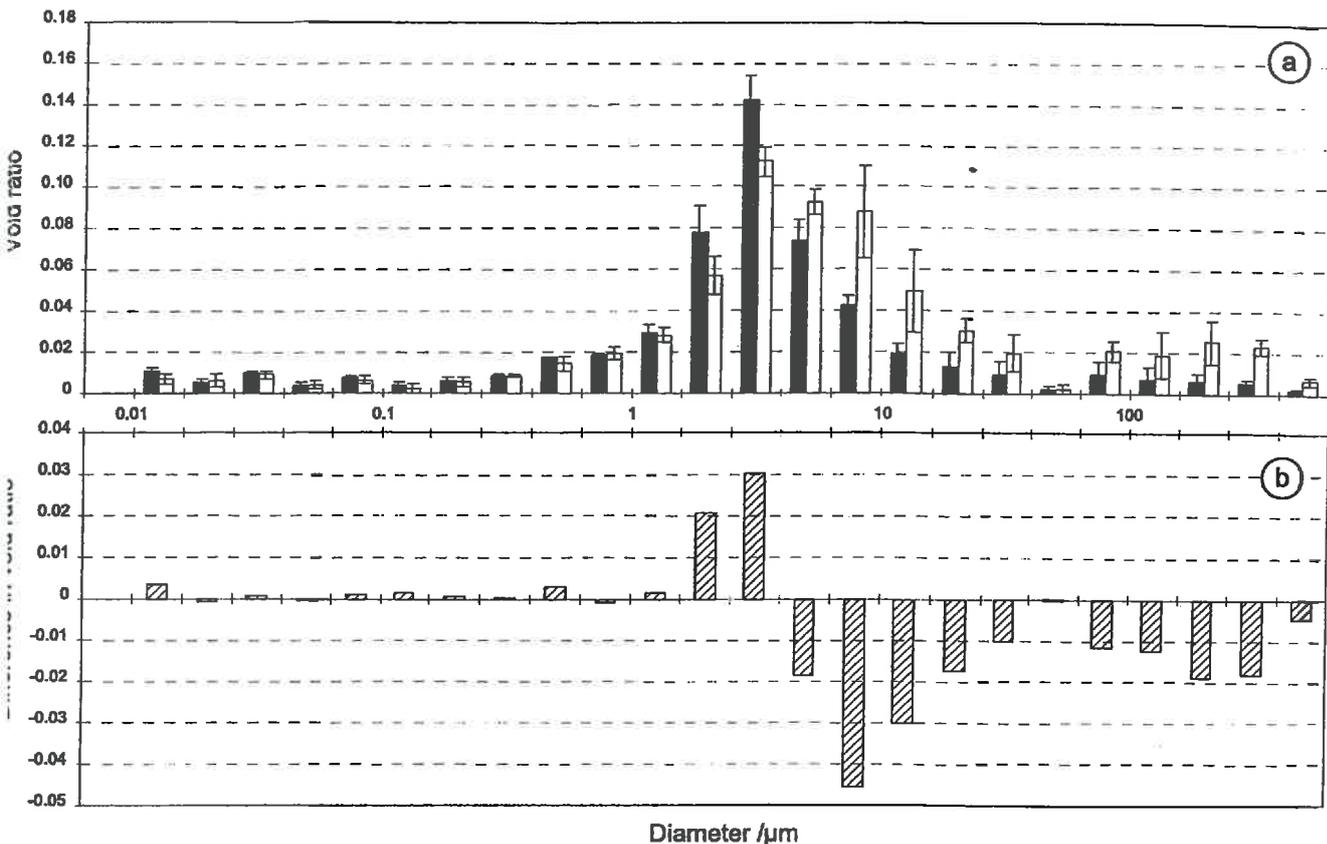


Figure 4 (a) Void ratio calculated by mercury porosimetry as a function of equivalent pore diameter for the compacted (■) and uncompact layers, and (b) differences in void ratio between the compacted and uncompact layers as a function of pore diameter.

textural porosity which retains very little water, as can be seen in the data of Reicosky *et al.* (1981) or Assouline *et al.* (1997). However, water content has to be expressed as a water potential, as done by Hill & Sumner (1967), to analyse the change in water retention due to variation in pore geometry.

The differences in water retention shown on Figure 1 are the consequences of a change in the pore size distribution for soil compaction in a range of sizes corresponding to pores that contribute to the water retention. Our results showed that soil compaction affects the water retention properties for water potentials ranging between -5 and -80 kPa. There was a decrease in water retained between -5 and -20 kPa, which corresponds to a reduction of the volume of pores with equivalent diameter between 60 and 15 μm . Conversely, the increase in water content between -20 and -80 kPa corresponds to an increase in the volume of pores with equivalent diameter between 4 and 15 μm . Mercury porosimetry showed a decrease in pore volume with diameters larger than 4 μm and an increase in pore volume for pore diameters ranging between 1 and 4 μm . The description of the pore size distribution obtained by mercury porosimetry cannot be used directly as a description of the pore geometry of the wet soil (Bruand &

Prost, 1987). However, the decrease in the pore volume retaining water between -5 and -20 kPa would correspond to the decrease in pore volume larger than 4 μm as determined by mercury porosimetry. In the same way, the increase in pore volume retaining water at potentials ranging between -20 and -80 kPa would correspond to the increase in pore volume between 1 and 4 μm as measured by mercury porosimetry. The pore diameters calculated from water retention data and mercury porosimetry data are similar. The agreement between water retention and mercury porosimetry data suggests that the increase in water retained at potentials between -80 and -20 kPa is due to the formation of relict structural pores within the textural network.

The reduction in the pore space between aggregates and the deformation of the aggregates at contact points that occur during compaction of an aggregated soil increases the contact surface area between the aggregates (Gupta *et al.*, 1989). Consequently, there is a greater continuity between the pores filled with water in a compacted soil than in a loose one, as shown by De Cockborne *et al.* (1988) for nitrate diffusion. Thus the hydraulic conductivity would be increased by compaction when water is mainly within the aggregates. In

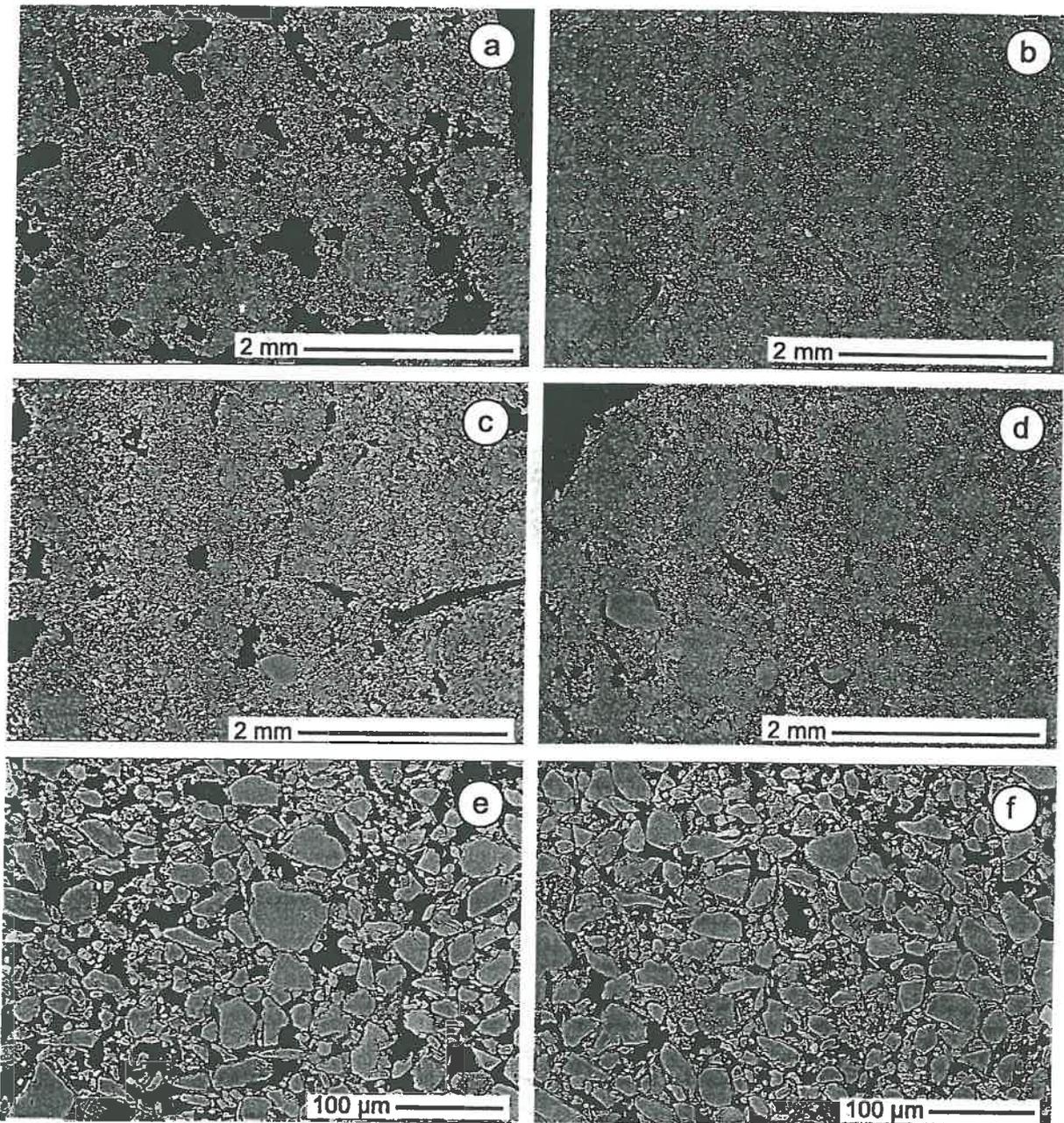


Figure 5 Backscattered electron scanning images of the two types of soil layers: (a) and (c), structural pores in the uncompact layer at $\times 20$ magnification; (b) and (d), structural pores in the compacted layer at $\times 20$ magnification; (e) and (f), lacunar pores at $\times 200$ magnification in the uncompact and compacted layers, respectively.

our case, for water potentials less than -15 kPa, the hydraulic conductivity of the compacted layer was greater than that of the uncompact layer (Figure 2a). Moreover, the similarity of the relations between hydraulic conductivity and the water ratio in the compacted layer and in the uncompact layer (Figure 2b) would be due to two opposite influences of compaction on hydraulic conductivity, increasing the contact surface between aggregates on one hand and decreasing the

proportion of the water that contributes to water transfer on the other hand. Indeed, the water retained in the relict structural pores of the compacted layer would not contribute to the water movement because these pores are accessible only through the necks of lacunar pores and behave as reservoirs. As a consequence, a smaller proportion of the water contributes to the water movement in the compacted layer than in the uncompact layer.

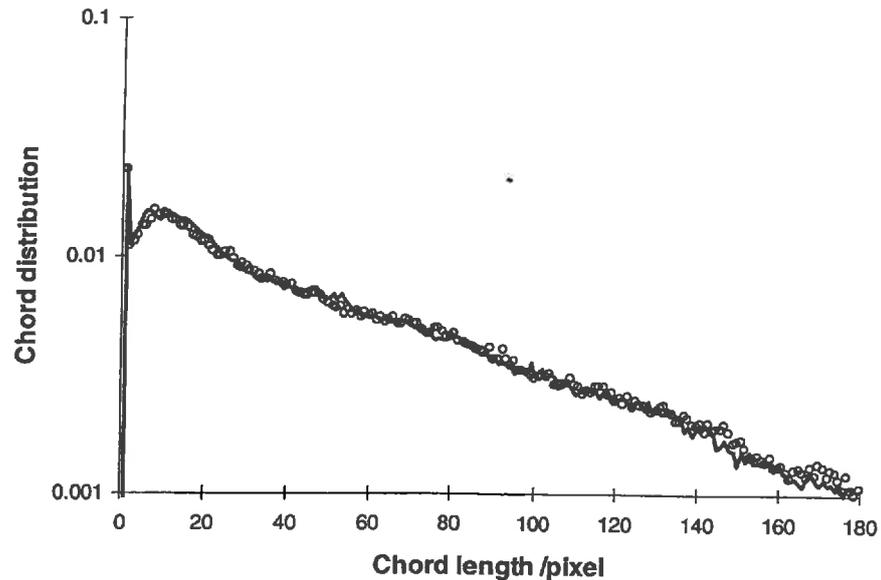


Figure 6 Chord distribution calculated from binary images of the solid skeleton (silt and sand particles) for the compacted (thick line) and uncompacted (O) layers.

Conclusion

We examined a silty soil in two structural states to elucidate the relation between the unsaturated hydraulic properties and the change in pore geometry induced by compaction. Our results show that such an analysis can be improved by combining measurements of the hydraulic properties and data on the origin, morphology and accessibility of pores. They also show that more importance should be attached to the unit used to express the water content. Results showed that the relict structural pores described by Bruand & Cousin (1995) for a loamy soil are present also in a silty soil with a different mineralogical composition. These relict structural pores are structural pores that have been distorted by compaction in the field during traffic and that are accessible only through the necks of the lacunar pores. The change in the soil hydraulic properties caused by compaction would be related to the formation of such relict structural pores. Thus water retained in soil would increase in a compacted soil because of the contribution of a volume of relict structural pores to water retention in a range of water potentials where lacunar pores contribute to water retention alone.

Evidently the dynamics of the pore geometry during compaction cannot be considered as resulting from a decrease in the volume of structural pores alone but can also be characterized by a change in the relation between the textural pores and the remaining structural pores. According to the soil composition characteristics, a better knowledge of the range of water potential and mechanical pressure leading to the formation of relict structural pores should enable us to use the volume of relict structural pores as an indicator of soil compaction and of the consequences of compaction on hydraulic properties.

References

- Allmaras, R.R., Ward, K., Douglas, C.L. & Ekin, L.G. 1982. Long term cultivation effects on hydraulic properties of a walla silt loam. *Soil and Tillage Research*, **2**, 265–279.
- Assouline, S., Tavares-Filho, J. & Tessier, D. 1997. Effect of compaction on soil physical and hydraulic properties: experimental results and modelling. *Soil Science Society of America Journal*, **61**, 390–398.
- Attou, F., Bruand, A. & Le Bissonnais, Y. 1998. Effect of clay content and silt-clay fabric on stability of artificial aggregates. *European Journal of Soil Science*, **49**, 569–577.
- Bertuzzi, P., Bruckler, L., Gabilly, Y. & Gaudu, J.C. 1987. Calibration, field testing and error analysis of a gamma-ray probe for in situ measurements of dry bulk density. *Soil Science*, **144**, 425–436.
- Bruand, A. & Prost, R. 1987. Effect of water content on the fabric of a soil material: an experimental approach. *Journal of Soil Science*, **38**, 461–472.
- Bruand, A. & Cousin, I. 1995. Variation of textural porosity of a loamy-clay soil during compaction. *European Journal of Soil Science*, **46**, 377–385.
- Bruand, A., Cousin, I., Nicoulaud, B., Duval, O. & Bégon, J.C. 1996. Backscattered electron scanning image of soil porosity for analysing soil compaction around roots. *Soil Science Society of America Journal*, **60**, 895–901.
- Bruand, A., Cousin, I. & Le, Lay. 1997. Formation of relict macropores in a clay-loamy soil by wheel compaction. In: *Soil Micromorphology: Studies on Soil (Diversity, Diagnostics and Dynamics)* (eds S. Shoba, M. Gerasimova & R. Miedema), pp. 247–254. Printing Service Centre Van Gils B.V., Wageningen.
- Coulon, E. & Bruand, A. 1989. Effects of compaction on the pore space geometry in sandy soils. *Soil and Tillage Research*, **15**, 137–152.
- Cousin, I., Levitz, P. & Bruand, A. 1996. Three-dimensional analysis

- of a loamy-clay soil using pore and solid chord distributions. *European Journal of Soil Science*, **47**, 439–452.
- De Cockborne, A.M., Jauzein, M., Stengel, P. & Guennelon, R. 1988. Variation du coefficient de diffusion de NO_3^- dans les sols: influence de la teneur en eau et de la porosité. *Agronomie*, **8**, 905–914.
- FAO–UNESCO 1975. *Soil Map of the World (1:5000000)*. FAO, Paris.
- Fiès, J.C. 1984. Analyse de la répartition du volume des pores dans les assemblages argile-squelette: comparaison entre un modèle d'espace textural et les données fournies par la porosimétrie à mercure. *Agronomie*, **4**, 891–899.
- Fiès, J.C. & Bruand, A. 1990. Textural porosity analysis of a silty clay soil using pore volume balance estimation, mercury porosimetry and quantified backscattered electron scanning image (BESI). *Geoderma*, **47**, 209–219.
- Grimaldi, M. 1981. Modifications structurales d'un matériau limoneux soumis à un compactage dynamique. *Science du Sol*, **3**, 269–284.
- Guérif, J. 1985. L'analyse de la porosité: application à l'étude du compactage des sols. In: *Soil Compaction and Regeneration* (eds G. Monnier & M.J. Goss), pp. 1–13. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Gupta, S., Sharma, P.P. & Defranchi, S.A. 1989. Compaction effects on soil structure. *Advances in Agronomy*, **42**, 311–338.
- Hill, J.N.S. & Sumner, M.E. 1967. Effect of bulk density on moisture characteristics of soils. *Soil Science*, **103**, 234–238.
- Kooistra, M.J. 1994. Effects of compaction on soil microstructure. In: *Soil Compaction in Crop Production* (eds B.D. Soane & C. van Ouwerkerk), pp. 91–111. Elsevier, Amsterdam.
- Monnier, G., Fiès, J.C. & Stengel, P. 1973. Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux: application à l'analyse de la porosité du sol. *Annales Agronomiques*, **24**, 533–545.
- Morath, D., Bruckler, L., Bertuzzi, P., Gaudu, J.C. & Bourlet, M. 1997. Error analysis of an evaporation method for determining hydrodynamic properties in unsaturated soil. *Soil Science Society of America Journal*, **61**, 725–735.
- Reicosky, D.C., Voorhees, W.B. & Radke, J.K. 1981. Unsaturated water flow through a simulated wheel track. *Soil Science Society of America Journal*, **45**, 3–8.
- Richard, G., Sillon, J.F. & Marloie, O. 2001. Comparison of the inverse method and direct evaporation method for estimating unsaturated hydraulic properties of tilled layers. *Soil Science Society of America Journal*, **65**, 178–184.
- Sillon, J.F. 1999. *Etude expérimentale et modélisation des effets de la structure de la couche labourée sur le régime hydrique du sol nu en phase de dessèchement. Application à la prévision des jours disponibles*. Thèse de doctorat, Institut National Agronomique Paris-Grignon.
- Stengel, P. 1979. Utilisation de l'analyse des systèmes de porosité pour la caractérisation de l'état physique du sol in situ. *Annales Agronomiques*, **30**, 27–49.
- Tamari, S. 1994. Relations between pore-space and hydraulic properties in compacted beds of silty-loam aggregates. *Soil Technology*, **7**, 57–73.
- Wind, G.P. 1968. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In: *Water in the Unsaturated Zone*, Volume 1 (eds P.E. Rijtema & H. Wassink), pp. 181–191. International Association of Scientific Hydrology, Gentbrugge, Belgium.

SELECTION DE PUBLICATIONS

3ème partie Dynamique de la structure des sols cultivés

Richard G., Boizard H., Roger-Estrade J., Boiffin J., Guéris J., 1999. Study of soil compaction due to traffic in field conditions : pore space and morphological analysis. *Soil & Tillage Research*, 51, 151-160.

Roger-Estrade J., Richard G., Boizard H., Boiffin J., Caneill J., Manichon H., 2000. Modelling changes in the tilled layer structure over time as a function of cropping systems. *European Journal of Soil Science*, 51, 455-474.

Boizard H., Richard G., Roger-Estrade J., Dürr C., Boiffin J., 2002. Cumulative effects of cropping systems on the structure of the tilled layer in northern France. *Soil & Tillage Research*, 64, 149-164.

Défossez P., Richard G., Boizard H., O'Sullivan M., Modelling change in soil compaction due to traffic as a function of soil water content. *Geoderma*, Special Issue of the SSSA Symposium « Effects of management practices on soil properties and processes », soumis.

Field study of soil compaction due to traffic in northern France: pore space and morphological analysis of the compacted zones

G. Richard^{a,*}, H. Boizard^a, J. Roger-Estrade^b, J. Boiffin^a, J. Guérif^a

^aINRA, Unité d'Agronomie de Laon-Péronne Rue Fernand Christ, 02007 Laon Cedex, France

^bINRA/INAPG, Laboratoire d'Agronomie, 78850 Thiverval-Grignon, France

Received 22 September 1998; received in revised form 15 April 1999; accepted 1 June 1999

Abstract

Soil compaction can have important impacts in cropping systems but little is known about the geometry and volumes of compacted zones. This paper examines the change in soil compaction due to traffic under a wide range of soil conditions, describing its intensity and the soil volumes affected. Soil compaction after several types of wheeling operations, namely seed-bed preparation, sowing or harvesting, was characterised for a wide range of moisture conditions in a loamy soil (Haplic Luvisol) in a long-term field experiment in northern France. Soil compaction was described by pore space and morphological analysis. Pore space analysis was characterised using the structural porosity under wheel tracks estimated from field bulk density measurements and laboratory textural porosity measurements. Morphological analysis was characterised using the relative percentage of the compacted zones (massive zones without visible macropores) of the soil profile under wheel tracks. Soil compactness varied greatly under wheel tracks, from 0.25 to 0 m³ m⁻³ for structural porosity, from 100% to 0% for the percentage of the compacted zones. Structural porosity depended on the type of field operation and the corresponding tractor size: it remained higher after seed-bed preparation (5 Mg tractor with wide tyres inflated to 80 kPa) than after sowing (4 Mg tractor with narrow tyres inflated to 200 kPa) and harvesting (10 Mg harvester with wide tyres inflated to 250 kPa). Structural porosity decreased linearly when the soil water content at wheeling increased. It increased as the structural porosity before wheeling increased. The same effects of the soil conditions and the type of field operation were obtained using the percentage of compacted zones to describe soil compaction. The percentage of compacted zones increased for soil moisture >0.15 g g⁻¹ at harvesting, >0.16 g g⁻¹ at sowing, and >0.21 g g⁻¹ at seed-bed preparation. Morphological analysis indicated that the change in the percentage of compacted zones resulted from changes in both their width and depth. The geometry of the compacted zones could be approximated by a half-ellipse. These results show how a morphological method is useful for describing the soil volumes affected by soil compaction under field conditions. © 1999 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: Soil tillage; Soil compaction; Soil porosity; Ploughed layer mapping; Soil water content; Morphological analysis

1. Introduction

Soil compaction caused by the passage of vehicles has important economic and ecological consequences. Soil compaction causes poor crop productivity despite

*Corresponding author. Tel.: +333-23-23-64-86; fax: +333-23-79-36-15.

E-mail address: richard@laon.inra.fr (G. Richard)

high inputs due to problems of crop establishment and root growth (Soane and van Ouwerkerk, 1994), and excessive soil erosion due to reduced water infiltrability (Boiffin et al., 1988). The literature on soil compaction includes many studies on the process of soil densification during traffic, and its consequences for crop production and soil erosion (e.g., Soane and van Ouwerkerk, 1994). Soil compaction has been intensively studied in the laboratory, as a function of the soil characteristics (soil texture, soil water content and bulk density) and the stresses developed due to various types of machinery (load intensity, tyre inflation pressure, tyre geometry) (Soane et al., 1981a, b; Horn, 1988). Field studies on soil compaction have focused on the effect of the type of machinery rather than on that of soil conditions (Guérif, 1984), while knowledge of the effect of soil water content is needed to define decision-making rules for farmers for tillage operations. Most of the field experiments deal with the intensity of compaction, and rarely assesses the soil volume affected (Soane et al., 1981b). We need to know the geometry and volume of the compacted zone in order to evaluate the overall consequences. The spatial arrangement of roots in subsoil layers depends on the geometry and volume of the highly compacted zones in the ploughed layer as roots do not penetrate compacted zones and there are few roots beneath compacted zones (Tardieu, 1988). The quality of a seed-bed depends on the presence and the extent of compacted zones before tillage (Richard et al., 1997). Anaerobiosis and denitrification may occur in compacted clods, depending on the soil moisture and clod diameter (Renault and Stengel, 1994).

This paper examines the changes in soil compaction due to traffic under a wide range of soil water content, describing both the intensity of compaction and the soil volumes involved. Soil compaction was described by pore space analysis and morphological analysis. The structural pore space, which results from the arrangement of structural elements created by tillage and weathering, was distinguished from the textural pore space due to the packing of the elementary particles (Monnier et al., 1973; Fiès and Stengel, 1981). Textural porosity depends only on soil texture and soil water content. It does not vary with the compaction caused by field traffic, over the classical range of soil stresses produced by the agricultural machinery. The structural porosity is an indicator of

soil compaction and does not depend on such inherent soil properties as soil texture and organic matter content. A morphological analysis of the soil profile (Manichon, 1987) was used to estimate the volume of the soil affected by soil compaction. This method allows the zones showing different compaction in soil profile to be identified visually and classified from macroscopic features. Particular attention was paid to the zones with a massive structure and no visible macroporosity, i.e., those with a very low structural porosity. These zones result from the greatest compaction, as textural porosity does not vary with soil compaction. The relative extent of the zones in the ploughed layer with no structural porosity has been used to study the effect of sowing techniques on soil compaction (Richard et al., 1995). We used data from a field trial comparing the effect of different cropping systems on soil structure (Boizard et al., 1994). Each cropping system is defined by its crop sequence and the timing of tillage and harvest operations. The experiment produced a wide range of moisture and soil conditions for several types of wheeling operations (seed-bed preparation, sowing and harvesting).

2. Methods and materials

2.1. Tillage studies and site characteristics

The field experiment began in 1989 in northern France (Péronne, 50°N latitude, 3°E longitude, 85 m elevation). Three cropping systems were compared:

1. Cropping system I. The rotation was pea (*Pisum sativum* L.)/winter wheat (*Triticum aestivum*)/rapeseed (*Brassica Napus* L.)/winter wheat. Sowing and harvesting were always carried out in early autumn or summer, i.e. during a dry period of the year (except pea sowing).
2. Cropping systems II and III. The rotation was sugar beet (*Beta vulgaris* L.)/winter wheat/maize (*Zea mays* L.)/winter wheat. Cropping system II was managed to avoid sowing and harvesting in wet conditions. Cropping system III was managed to maximise the light interception by sugar beet and maize: sugar beet and maize were sown in early spring and harvested in late autumn, during wet periods of the year.

Table 1
Characteristics of the traffic operations involved in the experiment

Cultural operation	Seed-bed preparation	Sowing (maize, sugar beet)	Harvesting (pea, rape, maize, wheat, sugar beet)
Tractor or machinery mass (Mg)	5.5	3.4–4.5	7.5–13
Speed (km h ⁻¹)	6	5	5
Tyre width (m)	0.65	0.30 or 0.40	0.55–0.75
Tyre inflation pressure (kPa)	80	200–250	250–300

Each crop of the three cropping systems appeared every year. The experimental design consisted of two blocks, with a total of 24 plots. Each plot was 0.40 ha and was considered big enough to reproduce the traffic patterns found in commercial farms. Mouldboard ploughing was done in autumn or winter every year. Seed beds were always prepared with a single operation of combined harrow. Seed-bed preparation and sowing were done on the same day. The main characteristics of the cultural operations involved in the experiment are shown in Table 1. Cultural operations differed in machinery mass (3.5–15 Mg), tyre width (0.30–0.75 m) and tyre inflation pressure (60–250 kPa).

The soil was classified as a silt loam, Haplic Luvisol (FAO classification). It contained an average of 190 g clay kg⁻¹, 738 g silt kg⁻¹, 50 g sand kg⁻¹, 17 g organic matter kg⁻¹, 5 g CaCO₃ kg⁻¹. The soil pH was 7.6. Soil water contents at -10, -50, -100 and -1500 kPa were 0.252, 0.213, 0.164 and 0.083 g g⁻¹, respectively. The long-term average annual air temperature at the site is 9.6°C and the annual rainfall is 667 mm.

2.2. Soil measurements

The locations of wheel tracks were recorded after each operation on each plot. The mean water content profile of the ploughed layer up to 0.3 m depth was determined gravimetrically before each operation (four replicates per plot) at every 0.05 m depth. Dry bulk density was measured after each operation in the middle of the tracked zones in the direction of the wheel track and also in the untracked zone. A γ -ray transmission probe was used (three or four replicates per plot) at 0.05, 0.10, 0.15 and 0.20 m depth from the soil surface (probe with two tubes placed 0.30 m apart). The structural porosity (n_s) was calculated

from dry bulk density measurements in the field using the following formula:

$$n_s = 1 - \rho_a / \rho_t(w) \quad (1)$$

where ρ_a is the soil bulk density (Mg m⁻³), $\rho_t(w)$ the textural soil density (Mg m⁻³) at a water content w at the time of bulk density measurement.

The textural soil density was measured as a function of soil water content using small aggregates (2–3 mm diameter) as described by Monnier et al. (1973). Small aggregates were chosen to avoid the presence of cracks caused by tillage and weathering, and thereby describe pore space due the particle arrangements alone. The aggregates were first re-wetted on a porous plate in a partial vacuum of ca. 70 kPa in a pressure cell and submitted to 0.3 kPa water suction for two days. The initially saturated aggregates were gradually dried to zero water content under silica gel. A sample (2–3 g) was taken for each loss of 0.01 g g⁻¹ water content. The volume of the aggregates at each water content was measured in kerosene using Archimedes' principle. The aggregates were then oven-dried to measure the volume of water and the mass of the aggregates. The bulk density of the aggregates, which is termed the textural bulk density, was calculated from the soil water content.

A soil profile was prepared for each plot after crop sowing or harvesting to map typical macroscopic structural features by the method of Manichon (1987). It was 3 m wide and was designed to include two wheel tracks from seed-bed preparation and one wheel track from crop sowing or harvesting produced after the last ploughing. Soil compaction was studied in the ploughed layer below the seed-bed (Fig. 1). The severely compacted zones (referred to Δ zones) had a massive structure, no visible macropores, high cohesion and a smooth breaking surface (Manichon, 1987; Guérif et al., 1994). They were visually delimited in

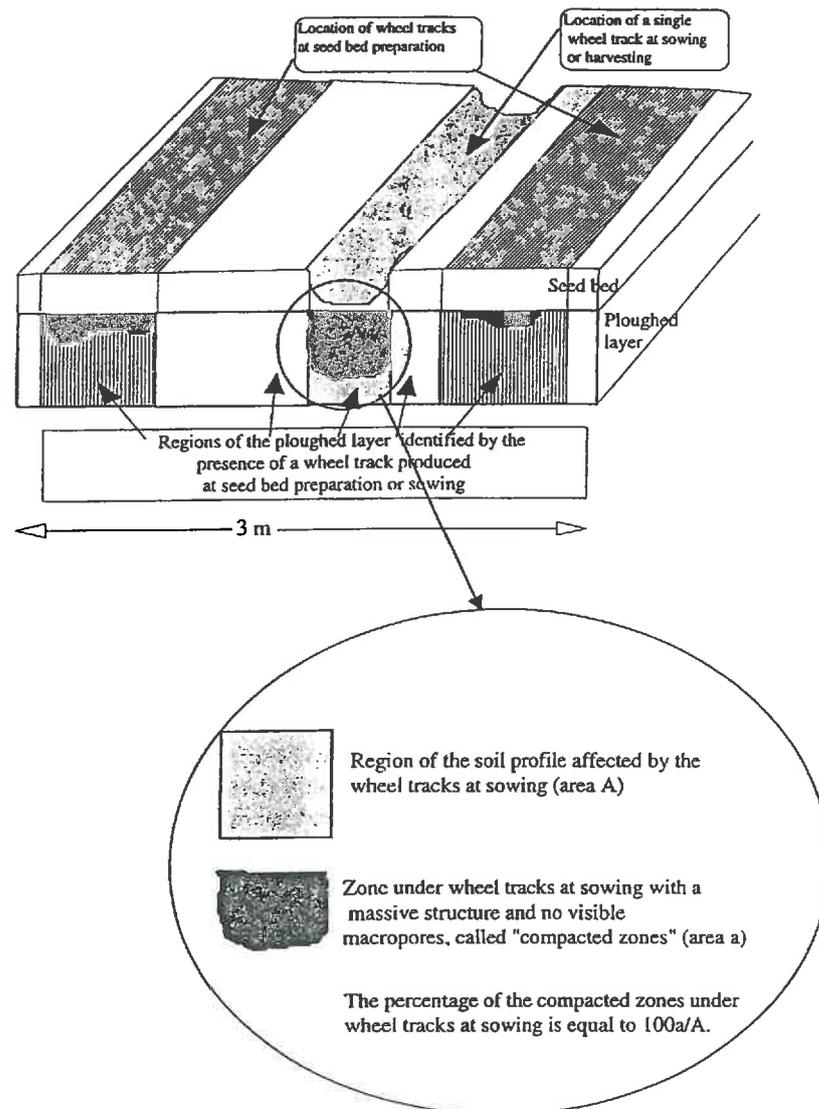


Fig. 1. The soil profile used to describe the structure of the ploughed layer and the method for calculating the percentage of compacted zones (Δ). ■: zones with a massive structure and no visible macropores; the Δ zones.

relief on the soil profile (Fig. 2). Stereoscopic photographs were taken 1 m from the soil profile at intervals of 0.065 m. The Δ zones were drawn manually in the laboratory from photographs with a stereoscope and were digitalised for image analysis. The soil profile was divided into three regions identified by the presence and origin of the tractor wheel tracks made after the last ploughing (Fig. 1). The three regions identified were: (1) a region with wheel tracks made at seed-

bed preparation (rut not visible); (2) a region wheel tracks made at crop sowing or at crop harvest (visible rut); and (3) a region with no wheel tracks. The area of each Δ zone of the ploughed layer immediately beneath each kind of track was calculated. The effect of wheeling on soil compaction was expressed as the percentage of the area of the ploughed layer immediately beneath the wheel track that was massive Δ zones in contact with the bottom of the

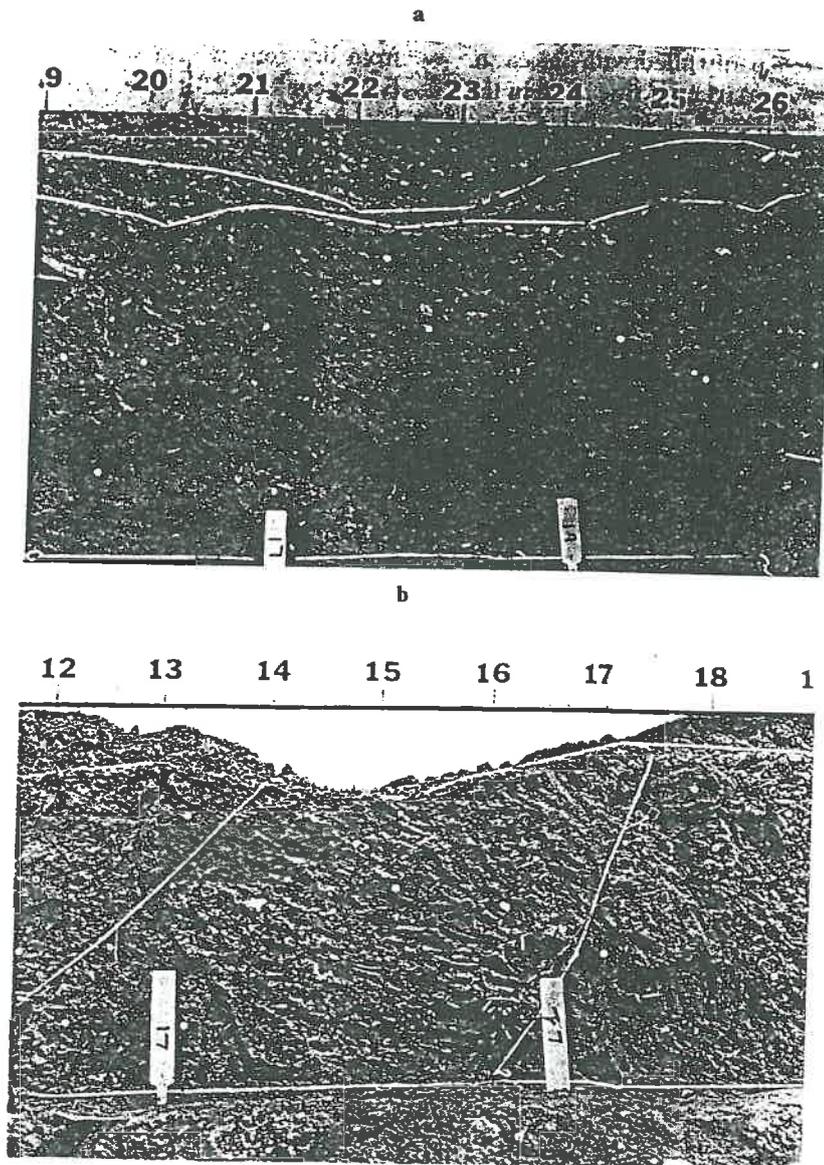


Fig. 2. Two soil profiles after sugar beet sowing. The severely compacted zone (Δ) was caused by the wheel track of the tractor carrying the sugar beet seeder (Fig. 2(a), between reference points 21 and 24, Fig. 2(b) between reference points 13 and 17). The other small compacted clods on Fig. 2(a) may have resulted from compaction prior to the last ploughing.

bed (Fig. 1). This parameter is defined as the percentage of Δ areas.

Measurements were made in five experimental years from 1989 to 1994. Each experimental situation consisted of one annual plot after a cultural operation (seed-bed preparation, sowing, harvesting), with a mean soil water profile before the cultural operation,

a mean structural porosity at the depths of 0.05, 0.10, 0.15 and 0.20 m in the tracked and untracked zones, and a percentage of Δ areas in the tracked and untracked zones. We obtained measurements for 55 annual plots after seed-bed preparation, 30 annual plots after sowing (only sugar beet and maize) and 90 annual plots after harvesting. There were visible

ruts after sowing and harvesting, while the ruts due to seed-bed preparation were partly filled with fine earth. We assumed that there was 0.05 m of fine earth in the wheel track ruts after seed-bed preparation. Consequently, we compared the effect of the different cultural operations on soil compaction by analysing the structural porosity at 0.05 and 0.15 m below the rut surface in case of sowing and harvesting, and at 0.10 and 0.20 m below the seed-bed surface in case of seed-bed preparation. The structural porosity values at 0.05 and 0.15 m below the rut were correlated with the water content of the soil depth ranges 0.05–0.15 m and 0.15–0.25 m measured before wheeling to compensate for soil movement during compaction. Data were analysed by covariance analysis using SAS software.

3. Results

3.1. Pore space analysis

Structural porosity under wheel tracks depends on the cultural operation, the soil water content at the time of the operation and its heterogeneity within the ploughed layer (Guérif, 1984), and the structural porosity before wheeling. Fig. 3 shows the mean structural porosity under the wheel tracks for each cultural operation as a function of the mean ploughed

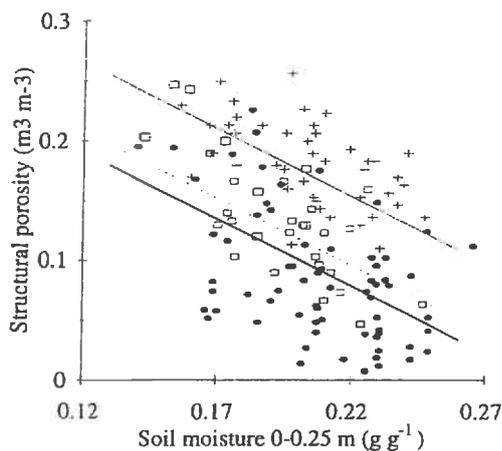


Fig. 3. Mean structural porosity under wheel tracks plotted against soil water content of the 0–0.25 m layer for different cultural operations [+ : Seed-bed preparation (—); □ : Sowing (.....); ● : Harvesting (—)].

layer water content. The moisture conditions ranged from dry soils with a water potential of -150 kPa (water content of 0.15 g g $^{-1}$) to wet soils with a water potential of -5 kPa (water content of 0.27 g g $^{-1}$). Structural porosity under wheel tracks ranged from zero to 0.25 m 3 m $^{-3}$, which corresponds to dry bulk density range 1.6 – 1.2 g cm $^{-3}$. In general, the structural porosity under wheel tracks depended on the cultural operation. It was low after harvesting, which used the heaviest machinery, and it was low when the soil water content was high. Covariance analysis was used to analyse these results. We considered the structural porosity under wheel tracks (n_s) as a function of one factor, the cultural operation (OPER) and three co-variables. The later were the mean ploughed water content (w); the water content of the first five soil centimetres; the structural porosity before wheeling ($n_{s,bw}$), which was assessed by the structural porosity outside the wheel tracks, and the interaction between the factor and each co-variable. The final model was written as:

$$n_s = \text{OPER}_i - 1.033w + 0.275n_{s,bw} \quad (2)$$

with $\text{OPER}_1 = 0.315$ for seed-bed preparation and $\text{OPER}_2 = \text{OPER}_3 = 0.256$ for sowing and harvesting.

The R^2 of the model was 0.61, indicating that the residual error remained high. The effect of the water content of the first 5 cm was not significant. This could be due to the correlation between the water content of the soil 0–5 cm layer and that of the soil 0–25 cm layer ($R^2 = 0.81$). The effect of the mean soil water content and the structural porosity before wheeling was highly significant. The parameter describing the effect of the structural porosity before wheeling was positive. The structural porosity under wheel tracks was high when the structural porosity before wheeling was high. Consequently, part of the variability of the results was due to the heterogeneity of the initial structural porosity between the annual plots. The cultural operation had a significant effect as structural porosity remained higher after seed-bed preparation but it was similar after sowing and harvesting.

We used covariance analysis of the structural porosity as a function of two factors, the cultural operation (OPER) and the depth ($D_1 = 0.05$ m or $D_2 = 0.15$ m below the rut), two co-variables, the water content (w) of the 0.05–0.15 m layer or the 0.15–0.25 m layer and the mean structural porosity

Table 2

Parameter estimates of the relationships between the structural porosity under wheel tracks (n_s), the cultural operation (OPER), the depth (D), the ploughed layer water content (w) and the initial structural porosity ($n_{s,bw}$)

Parameter	Estimate	Standard error of the estimate
General intercept (μ)	0.288*** ^a	0.019
Factor OPER ₁ 'Seed-bed preparation'	0.094*** ^a	0.010
Factor OPER ₂ 'Sowing'	0.058*** ^a	0.012
Factor depth = 0.05 m (D_1)	-0.005 ^b	0.008
Interaction OPER ₁ * D_1	-0.035*** ^a	0.013
Interaction OPER ₂ * D_1	-0.043*** ^a	0.016
Co-variable 'Soil water content (w)' (α)	-1.137*** ^a	0.069
Co-variable 'Initial structural porosity ($n_{s,bw}$)' (β)	0.224*** ^a	0.053

Note: The model (Eq. (3)) used for covariance analysis (SAS software) was written as: $n_s = \mu + \text{OPER}_i + D_j + \text{OPER}_i * D_j + \alpha w + \beta n_{s,bw}$ with $\text{OPER}_3 = 0$ and $D_2 = 0$, $R^2 = 0.56$, 352 observations.

^a Significant at 0.5% level.

^b Non-significant.

before wheeling ($n_{s,bw}$), to study the change in structural porosity under wheel tracks as a function of soil depth. The model is described as follows:

$$n_s = \mu + \text{OPER}_i + D_j + \text{OPER}_i * D_j + \alpha w + \beta n_{s,bw} \quad (3)$$

with $\text{OPER}_3 = 0$ and $D_2 = 0$, $R^2 = 0.56$, 352 observations.

The interaction between soil depth and the cultural operation was significant (Table 2). Structural porosity was similar at 0.05 m and 0.15 m below the rut after harvesting while the structural porosity after seed-bed preparation and sowing remained higher at 0.15 m than at 0.05 m.

3.2. Morphological analysis

The percentage of Δ areas under wheel tracks varied from 0% to 100%, indicating a wide range of severe soil compaction in the ploughed layer (Fig. 4). The percentage of Δ areas under wheel tracks ($\Delta\%$) could be written as (after a covariance analysis for percentage > 15%):

$$\Delta\% = \text{OPER}_i + 833w \quad (4)$$

with $\text{OPER}_1 = -170$, $\text{OPER}_2 = -136$ and $\text{OPER}_3 = -122$, $R^2 = 0.74$ for 48 observations.

The percentage of Δ areas was significantly higher after harvesting than after sowing and it was lower after seed-bed preparation. The percentage of Δ areas increased for soil moisture $>122/833 = 0.15 \text{ g g}^{-1}$ at

harvesting, $>136/833 = 0.16 \text{ g g}^{-1}$ at sowing, and $>170/833 = 0.21 \text{ g g}^{-1}$ at seed-bed preparation. The percentage of Δ areas in the non-wheeled zones was always low and did not explain the variations in the percentage of Δ areas under wheel tracks. Fig. 5(a) shows the ratio between the width of the Δ areas at the rut basis and the width of the tyre, as a function of the percentage of the Δ areas under wheel tracks. Similarly, Fig. 5(b) shows the change in the ratio between the thickness of the Δ areas and the thickness of the ploughed layer. The change in the percentage of Δ areas with soil moisture appears to have resulted from changes in the depth and width of the Δ areas what-

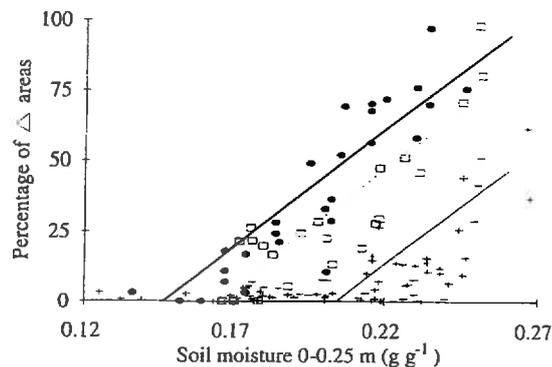


Fig. 4. Percentage of the area having a massive structure and no visible macropores (percentage of Δ areas) plotted against the water content of the 0–0.25 m layer at the time of wheeling [+; Seed-bed preparation (—); □; Sowing (.....); ●; Harvesting (—●)].

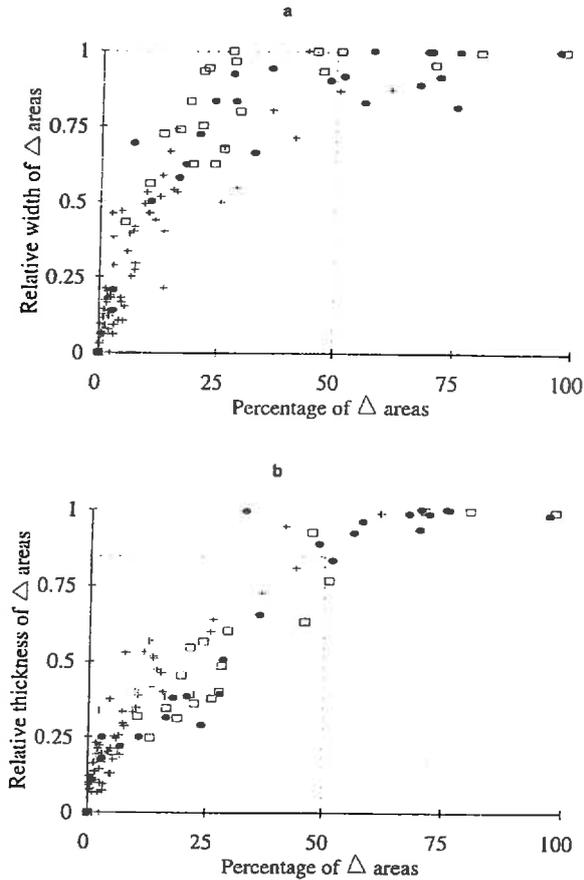


Fig. 5. Relationships between the width (a) and the maximum thickness (b) of the Δ areas (severely compacted zones) and the percentage of the Δ areas. The width of the Δ areas is described relative to the width of the tyre; the thickness of the Δ areas is described relative to the thickness of the ploughed layer (+: Seed-bed preparation; \square : Sowing; \bullet : Harvesting).

ever the cultural operation. The width of the Δ areas reached approximately the tyre width when the percentage of Δ areas reached 50% (Fig. 5(a)). If the Δ areas were rectangular, the thickness of the Δ areas would correspond to half the thickness of the ploughed layer. The thickness of the Δ areas was over half the thickness of the ploughed layer when the percentage of Δ areas reached 50% (Fig. 5(b)). Therefore, the extent of soil compaction was not uniform at a given depth under the rut. The Δ areas were not rectangular, but bulb-shaped. Fig. 6 shows the percentage of the Δ areas which were calculated from their width and thickness assuming the geometry of

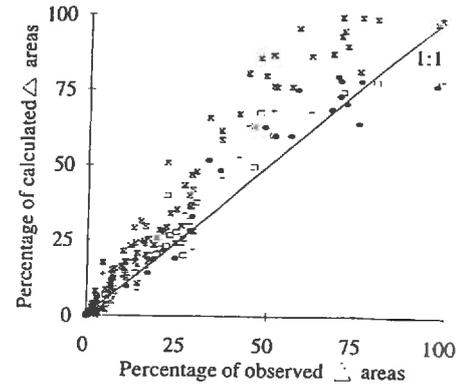


Fig. 6. Relationships between the percentage of Δ areas (severely compacted zones) assuming their geometry to be a rectangle (\times) or a half-ellipse (+: Seed-bed preparation; \square : Sowing; \bullet : Harvesting) and the percentage of observed Δ areas.

the Δ areas to be a rectangle (Eq. (5)) or a half-ellipse (Eq. (6)), as a function of the percentage of the observed Δ areas.

$$\Delta\% = l_{\Delta}t_{\Delta}/(l_w t_{pl}) \quad (5)$$

$$\Delta\% = 0.5\pi(l_{\Delta}/2)t_{\Delta}/(l_w t_{pl}) \quad (6)$$

where $\Delta\%$ is the percentage of the Δ areas, l_{Δ} the width of the Δ areas at the rut basis, t_{Δ} the thickness of the Δ areas, l_w the width of the tyre, and t_{pl} the thickness of the ploughed layer.

The percentage of Δ areas was overestimated when the Δ areas were taken as rectangles, and were better estimated when the Δ areas were considered as half-ellipses, except when the percentage reached 100%. The cultural operation did not affect the shape of the Δ areas.

4. Discussion

Soil compaction varied with soil moisture and with the machinery used. The overall effect of soil moisture on soil compaction depends on soil deformability, stress transmission and area of contact between the tyre and soil. The drier the soil, the lower its deformability, the better it transmits stress to depth, and the smaller the contact area (Soehne, 1958). These contradictory effects can be used to explain the relationships between structural porosity and soil moisture determined in this experiment.

The trends shown by our field results are similar to laboratory results for soil deformability obtained with an uniaxial confined compression test on a wide range of soil textures. Soil porosity decreases as the soil moisture increases, or when the stress applied increases (Soehne, 1958; Guérif, 1982; Gupta and Larson, 1982). An air-filled porosity or a structural porosity lower than $0.10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ is usually considered to be limiting for crop growth (Boone and Veen, 1994). We found that structural porosity was below the threshold $0.10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ when soil moisture was above $0.17\text{--}0.24 \text{ g g}^{-1}$, depending on the cultural operation. Similar values of porosity were obtained for water content ca. 0.27 g g^{-1} in a Webster clay loam soil (Gupta and Larson, 1982), or 0.25 g g^{-1} in a loam soil with $300 \text{ g clay kg}^{-1}$ (Guérif, 1982), for an applied stress of $100\text{--}200 \text{ kPa}$.

The soil stress under tyres is difficult to predict from the vehicle load and tyre characteristics such as geometry, ply rating, lug pattern and inflation pressure (Soane et al., 1981a; Gupta and Raper, 1994). These factors were involved in our experiment. Soil compaction was greatest after harvesting, with the highest machinery load. There was more compaction after sowing than after seed-bed preparation, despite a lower tractor load, probably because the tractor used for sowing had narrow tyres with rather high inflation pressures. The greater structural porosity at 0.15 m than at 0.05 m after seed-bed preparation is in agreement with the prediction of pressure distribution under tyres (Soehne, 1958). Structural porosity was more uniform within the ploughed layer after harvesting, probably because the axle load was higher for harvesting than for seed-bed preparation. The time during which the strain is applied at the soil surface by the wheels is very short ($<1 \text{ s}$). Consequently, the soil state corresponding to the equilibrium for a given strain could not be reached. The reloading of a previously stressed soil could reduce the pore space more than the same loading of a loose soil subjected to compression for the first time. This could explain why soil compaction was more pronounced when the structural porosity of the non-wheeling zones was low.

The soil compaction defined by the percentage of Δ areas, which indicates the most severe soil compaction, was similar to that described by structural porosity. It is therefore possible to use this indicator to

analyse the morphology of the compacted zones. Severely compacted zones increased in both depth and width when the soil moisture increased. The stress causing a low structural porosity decreased as the soil moisture increased, so that severe compaction could occur deeper as the soil moisture increased. But the increase in width showed that there was a significant gradient of applied stress between the centre of the tyre and its edge. Soehne (1958) calculated that the maximum pressure could reach twice the average unit pressure in the contact area under wet conditions. It is very difficult to measure soil porosity at each point of a soil profile that may be affected by soil compaction. Few results have been published on the geometry of the compacted zones, and these have generally been for only one soil condition (Soane et al., 1981a). Our results show that the geometry of the severely compacted areas is bulb-shaped and that the area can be approximated by a half-ellipse. This is consistent with published results and with calculations based on Boussinesq (1885). Lastly, the geometry of the severely compacted areas was similar whatever the equipment characteristics and soil moisture at the time of traffic.

5. Conclusion

Pore space and morphological analysis of the structure of the ploughed layer are complementary methods for studying soil compaction in field conditions. The degree of soil compaction due to traffic increases with soil moisture, decreases with the structural porosity before wheeling, and depends on the machinery used (load and tyre width). The spatial extent of severely compacted zones, without structural porosity, can be described using the geometry of a half-ellipse. Therefore, the severely compacted area can be calculated from its width at the rut basis and its maximal depth under the centre of the wheel tracks. There is clearly a need to extend these results to other tyre characteristics and other soil types, and to take into account other parameters, such as tractor speed. Our next step is to test several models of soil compaction under field conditions, as the range of conditions for which they can be applied is at present not well defined, as mentioned by Gupta and Raper (1994).

Acknowledgements

The authors thank P. Régner, B. Chauchard and J.F. Lievin for technical assistance, the Domaine INRA Mons en Chaussée for maintenance of the long-term experiment, Maryse Brancourt-Hulmel and P. Huet for statistical analysis and O. Parkes for checking the English text.

References

- Boiffin, J., Papy, F., Eimberck, M., 1988. Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. I. Analyse des conditions de déclenchement de l'érosion. *Agronomie* 8, 663–673.
- Boizard, H., Richard, G., Guérif, J., Boiffin, J., 1994. Effects of harvest and tillage operations on soil structure. In: Jensen, H.E., Schjonning, P., Mikkelsen, S.A., Madsen, K.B. (Eds.), *Proceedings 13th International ISTRO Conference*, 24–29 July, 1994, Aalborg, pp. 19–24.
- Boone, F.R., Veen, B.W., 1994. Mechanisms of crop responses to soil compaction. In: Soane, B.D., van Ouwerkerk, C. (Eds.), *Soil Compaction and Crop Production*, Developments in Agricultural Engineering, 11, Elsevier, Amsterdam, pp. 37–265.
- Boussinesq, J., 1885. Application des potentiels à l'étude de l'équilibre et du mouvement des solides élastiques. Gauthier-Villars, Paris, pp. 30.
- Fiès, J.C., Stengel, P., 1981. Densité texturale des sols naturels. I. Méthode de mesure. *Agronomie* 1, 651–658.
- Guérif, J., 1982. Compactage d'un massif d'agrégats: effet de la teneur en eau et de la pression appliquée. *Agronomie* 2, 287–294.
- Guérif, J., 1984. The influence of water-content gradient and structure anisotropy on soil compressibility. *J. Agric. Engng. Res.* 29, 367–374.
- Guérif, J., De Leon Gonzales, F., Stengel, P., 1994. Variability of internal structure of clods in relation to soil conditions prior compaction, effect on soil strength. In: Jensen, H.E., Schjonning, P., Mikkelsen, S.A., Madsen, K.B. (Eds.), *Proceedings 13th international ISTRO conference Soil Tillage for Crop Production and Protection of the Environment*, 24–29 July, 1994, Aalborg, vol. 1, pp. 543–548.
- Gupta, S.C., Larson, W.E., 1982. Modeling soil mechanical behavior during tillage. In: Unger, P., Van Doren, Jr., D.M. Whisler, F.D., Skidmore, E.L. (Eds.), *Predicting tillage effects on soil physical properties and processes*. Am. Soc. Agron. Madison, WI, U.S.A., Spec. Publi. 44, pp. 151–178.
- Gupta, S.C., Raper, R.L., 1994. Prediction of soil compaction under vehicles. In: Soane, B.D., van Ouwerkerk, C. (Eds.), *Soil Compaction and Crop Production*, Developments in Agricultural Engineering, 11, Elsevier, Amsterdam, pp. 71–90.
- Horn, R., 1988. Compressibility of arable land. In: Drescher, J. Horn, R., de Boodt, M. (Eds.), *Impact of water and external forces on soil structure*, Catena, Cremlingen, pp. 53–71.
- Manichon, H., 1987. Observation morphologique de l'étalement structural et mise en évidence d'effets de compactage de horizons travaillés. In: Monnier, G., Goss, M.J. (Eds.), *Soil Compaction and Regeneration*, Balkema, Rotterdam, pp. 39–52.
- Monnier, G., Stengel, P., Fies, J.C., 1973. Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. *Ann. Agron.* 24, 533–545.
- Renault, P., Stengel, P., 1994. Modeling oxygen diffusion in aggregated soils. I. Anareobiosis inside the aggregates. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 1017–1023.
- Richard, G., Boiffin, J., Duval, Y., 1995. Direct drilling sugar beet (*Beta vulgaris* L.) into a cover crop: effects on soil physical conditions and crop establishment. *Soil Tillage Res.* 34, 169–185.
- Richard, G., Boizard, H., Guérif, J., 1997. Soil compaction and fragmentation at seed bed preparation as a function of soil moisture and tyre inflation pressure in loamy and chalky soils. In: Fotyma, M. (Ed.), *Proceedings of the 14th ISTRO Conference; Bibliotheca Fragmenta Agronomica*, pp. 563–566.
- Soane, B.D., Blackwell, P.S., Dickson, J.W., Painter, D.J., 1981a. Compaction by agricultural vehicles: a review. I. Soil and wheel characteristics. *Soil Tillage Res.* 1, 207–237.
- Soane, B.D., Blackwell, P.S., Dickson, J.W., Painter, D.J., 1981b. Compaction by agricultural vehicles: a review. II. Compaction under tyres and other running gear. *Soil Tillage Res.* 1, 373–400.
- Soane, B.D., van Ouwerkerk, C., 1994. Soil Compaction Problems in World Agriculture. In: Soane, B.D., van Ouwerkerk, C. (Eds.), *Soil Compaction and Crop Production*, Developments in Agricultural Engineering, 11, Elsevier, Amsterdam, pp. 1–21.
- Soehne, W., 1958. Fundamentals of pressure distribution and soil compaction under tractor tires. *Agric. Eng.* 39, 276–281.
- Tardieu, F., 1988. Analysis of the spatial variability of maize root density. I Effect of wheel compaction on the spatial arrangement of roots. *Plant Soil* 107, 259–266.

Modelling structural changes in tilled topsoil over time as a function of cropping systems

J. ROGER-ESTRADE^a, G. RICHARD^b, H. BOIZARD^b, J. BOIFFIN^b, J. CANEILL^c & M. MANICHON^d

^aLaboratoire d'Agronomie, INRA INA-PG, BP 01, 78850 Thiverval-Grignon, ^bINRA, Unité d'Agronomie Laon-Péronne, rue André Christ, 02007 Laon Cedex, ^cENESAD, BP 1607, 21036 Dijon Cedex, and ^dCIRAD, Station de Neufchâteau, 97130 Capesterre Eau, Guadeloupe, France

Summary

The optimization of tillage practices requires the evaluation of the long-term effects of cropping on changes in soil structure. A model is presented that simulates changes in soil structure in the tilled horizons of cultivated fields. The indicator of soil structure that we have modelled is based on a morphological description of the structure and the assessment of the percentage of severely compacted zones and clods showing no visible porosity in the tilled layer of a soil profile. The model takes into account the spatial variation of the structure induced by traffic and tillage. Severely compacted zones are created under wheel tracks, they are cut and transferred during ploughing, and they are fragmented into fine soil during secondary tillage. The model was evaluated over 7 years in a field trial on loamy soil in three experimental plots, where the crop sequences and field operations induced contrasted changes in the percentage of severely compacted zones and clods. The model satisfactorily reproduced the changes with time of the indicator, and the correspondence between simulated and observed values was fairly good ($r=0.82$, model efficiency = 0.61). However, some variations from one year to the next were poorly predicted. The sensitivity analysis did not suggest modification to the parameter values but showed that the performance of the model could be improved if the fragmentation (due to weather and tillage) were more precisely described in the model. Nevertheless the present version of the model and the corresponding simulation program (SISOL) can be used to compare the effects of different technical choices on the evolution of soil structure.

Introduction

The structure of the tilled layer of cultivated soil changes with time because of the tillage itself, compaction under traffic and the result of natural processes (root growth, faunal activity and weather). Mechanized cultivation produces stresses within the soil, which cause fragmentation, compaction and displacement of the soil. The combined effect of these processes alters the spatial arrangement, size and shape of clods and aggregates. Consequently, the volume of the pore spaces inside and between these units (Dexter, 1988). In arable cropping, ploughing produces various mechanical stresses. These stresses affect soil volumes, the sizes and locations of which vary from one part of the field to another (Manichon, 1988). The scheduling of successive operations also determines the conditions under which the stresses occur (e.g. soil moisture) and thus the reaction of the soil. The structure of the tilled layer of a cultivated field then varies with time and in space.

None of the models for predicting the changes in soil structure of the tilled layer at present available can be used to forecast the effects of a cropping system on these changes over space and time, especially when the soil is ploughed. Ceasing to plough can reduce costs and environmental damage (e.g. soil erosion, Soane & van Ouwerkerk, 1994), but ploughing is still widely practised in many countries. The main reason is that mouldboard ploughing creates a desirable tilth, controls weeds and buries fertilizers and residues of the preceding crops. It is therefore important to study the effect on soil structure of different cropping systems that include mouldboard ploughing.

Most studies of changes in soil structure have concerned only one of the processes involved, usually compaction; there have been few on fragmentation and displacement (Gupta & Larson, 1982; Coulomb *et al.*, 1993; Gupta & Raper, 1994). Moreover, they have involved only small volumes of soil, such as those immediately under a tyre or in front of a tine. Their results cannot therefore be applied to whole fields, in which the tilled layer is composed of many such volumes, each having a specific structure determined by its mechanical history.

Correspondence: J. Roger-Estrade. E-mail: jroger@jouy.inra.fr
© 1999 British Ecological Society, *Journal of Applied Ecology*, 36, 455–474
First published online 18 November 1999; revised version accepted 16 March 2000

Cultivation operation	Creation of Δ volumes under wheel tracks	Loss of Δ volume	Division of Δ volume	Displacement
Mouldboard ploughing	No ^a	No	Yes	Yes
Secondary tillage	Yes	Yes ^b	No	No
Other operations	Yes	No	No	No

Table 1 Assumptions about the effects of cultivation operations on soil structure in the ploughed layer

^aCompaction affects mainly the soil beneath the plough pan during ploughing. That part of the profile is not taken into account in the model.

^bIn the corresponding layer of the tilled horizon only, where all the Δ volumes are fragmented and turned to fine earth (size <2 cm).

Manichon (1987) proposed an indicator of soil structure for the field evaluation of the effect of mechanized cropping on structural changes in the tilled layer. He assessed the proportion of zones and clods with no visible macroporosity and little structural porosity in the tilled layers of the soil. Severely compacted zones form under the wheel tracks, and the clods form when these zones are broken into fragments during tillage or by the weather. Their proportion in the ploughed layer increases with compaction (Richard *et al.*, 1999) and decreases on fragmentation. The location of the compact zones and clods also changes with tillage, especially during ploughing (Roger-Estrade *et al.*, 2000). The changes depend, for a given texture, on the soil conditions (structure and water content) when the mechanical stress is applied, and on the characteristics of the equipment (axle loads, tyres, working width and velocity) (Koolen, 1994).

This paper describes a new approach to modelling soil structure that takes into account the spatial variation in the structure of the tilled layer at a field scale. It is based on simulation of the changes over time in the percentage of compacted soil within the tilled layer in mechanized cropping, where the main factors responsible for change are tillage and traffic. The results produced by the model are compared with measurements in the field obtained from a trial in which three cropping systems, expected to have very different influences on soil structure, were studied for 7 years (1990–97).

The model

Definition of the indicator and main assumptions about changes in the structure of the ploughed soil layer

Manichon (1988) proposed a morphological analysis of the structure in tilled soil which takes into account its spatial variation. Typical macroscopic structural features are mapped by examining the soil in profile. A particular structure of soil fragments greater than 2 cm, called Δ , was defined by Manichon. The soil fragments with a Δ structure have smooth breaking faces and no visible macroporosity. Measurements of

textural and structural porosities of these fragments (De Leon, 1991) indicated that their pore space was mainly textural, i.e. due to the fabric of individual soil particles (Fiès & Stengel, 1981; Bruand & Cousin, 1995). Their structural porosity was generally $<0.1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, indicating severe compaction (Richard *et al.*, 1999). The percentage of soil areas having this Δ structure was used as an indicator of the degradation of structure caused by successive field operations. Our model describes the changes in this percentage and location of Δ areas within the ploughed layer from one field operation to another.

We make the following assumptions about the factors affecting changes in the structure of the ploughed layer.

1 The Δ volumes are created only under the wheel, as a function of soil water content and equipment characteristics. We consider that even if hard-setting can reduce the structural porosity in the ploughed layer, it cannot produce Δ volumes in the loamy soil and oceanic climate with which we are concerned. Soil surface crusting is not considered significant because it affects only a small volume of soil.

2 The Δ volumes are destroyed within the layer affected by superficial tillage (seed bed preparation and stubble disking). Here, weather reinforces the fragmentation produced by tillage: drying and wetting, and freezing and thawing, create cracks and increase the sensitivity of Δ volumes to fragmentation by subsequent tillage, or directly transform them to fine aggregates and individual particles. Consequently, all the Δ volumes within the layer disturbed by superficial tillage are eliminated, whatever the moisture conditions. The action of weather is considered insufficient to fragment the Δ volumes in the profile below the superficial layer. We also consider fragmentation caused by the plough to be insufficient to eliminate Δ volumes (Coulomb *et al.*, 1993). The destruction of Δ volumes by soil macrofauna is also considered negligible, because we assume that the fields are tilled frequently.

3 The Δ volumes are broken into smaller units (but not totally disintegrated into fragments <2 cm) during ploughing by the combined action of the share and the coulter of the plough.

All causes of soil displacement other than ploughing (such as the formation of ruts) are neglected.

Finally, the effect of each cultural operation on the change in soil structure was classed into one or more of four main processes: creation of Δ volumes, loss of Δ volumes, division of Δ volumes, and displacement of Δ volumes (Table 1).

Soil structure

The system modelled corresponds to a two-dimensional soil profile, the depth of which is that of the mouldboard ploughing. The profile width is defined by the user. The soil profile is represented in the model as a set of $1\text{ cm} \times 1\text{ cm}$ pixels, regularly located on a square grid (1 cm). Each pixel is defined by its coordinates (i = line number, j = column number) and a specific structure, Δ or non- Δ . The thickness of the ploughed layer is treated as constant. The pixel coordinates are modified during ploughing, for which the program calculates the lateral and vertical displacement of the pixel. The structure of any individual pixel can be changed, depending on the soil condition and the kind of operation. The number of Δ pixels is computed by the program after each operation. As each pixel represents an area of 1 cm^2 , the total number of Δ pixels corresponds exactly to the total area with a Δ structure in the modelled profile. The percentage of Δ areas is calculated as the ratio of the Δ pixels to the total number of pixels in that part of the ploughed layer beneath the superficial layer.

Soil cutting and displacement during ploughing. The representation of the movement of the furrow during ploughing shown in Figure 1 was used to model soil cutting and displacement. The principle of furrow rotation, first described by Rusfield (1880), has since been widely adopted (Ashby, Söhne, 1959; Hémin *et al.*, 1969). The furrow slice cut by a mouldboard plough moves in a plane perpendicular to the direction of ploughing as shown in Figure 1. This movement involves two successive rotations of the furrow slice and when the angle of inclination between the furrow slice and the plough pan is such that its sine is the ratio of depth to width of the tillage. The furrow slice in fact breaks during this movement. This was modelled by Roger-Estrade (1995) by dividing the furrow slice into smaller slices which slide backwards until they reach the plough pan. The final thickness of the tilled horizon depends on the number of slices. We have used a number of slices large enough to maintain a constant tilled layer thickness every year after ploughing. In Figure 1 we depict the soil as being displaced towards the right. This displacement occurs only once every 2 years, as the direction of lateral displacement during ploughing is alternated every year. This rotation allowed us to calculate the final vertical and lateral coordinates (x_4, y_4) of any pixel as a function of its initial coordinates (j, i), the ploughing depth and the ploughing angle. As x_4 and y_4 were real numbers, they were transformed

to integer coordinates (j', i').

If the width of the profile is $N\text{ cm}$ then the maximum value of j' is N . Values of j' less than 1 (in the case of left-hand ploughing) and greater than N (in the case of right-hand ploughing) were obtained after ploughing, because of the lateral displacement of the soil. The following correction was made to maintain the values of j' in the $[1; N]$ interval:

$$j'' = j' - N \text{ if } j' > N \text{ or } j'' = N + j' \text{ if } j' < 1. \quad (1)$$

Each pixel (j'', i') was then replaced on the grid. After these transformations, several pixels had the same coordinates (they corresponded to the same nodes of the grid), while other nodes of the grid were not occupied. When a pixel (n, m) had coordinates corresponding to a node already occupied it was transferred to the nearest free node of the grid. Its structure was then adjusted by the program as follows.

- 1 If the following pixel in the same line ($n, m+1$) was not already occupied then the structure of the pixel (n, m) was that of the pixel ($n, m-1$).
- 2 If two neighbouring pixels in the same line ($n, m-1$) and ($n, m+1$) had the same structure then the structure of the pixel (n, m) was that of its neighbours.
- 3 If two neighbouring pixels in the same line did not have the same structure then the structure of the pixel (n, m) was randomly chosen, with the same probability for Δ and non- Δ .

This procedure was arranged so that the total number of Δ pixels remained unchanged during ploughing.

Soil compaction. The Δ zones below the wheels are formed as a function of the soil water content, the size of tyre and the axle load. They are in general U-shaped in cross-section. We simplified their representation in the model by squaring them off (Figure 2). The change in the area of the Δ zone under a wheel as a function of the soil water content at the time of tillage results from changes in both the width and the depth of the Δ zone (Richard *et al.*, 1999). Therefore, each Δ zone created by traffic is characterized by its width and depth. We did not have a model of soil compaction for predicting the width and depth of the Δ zones as a function of machinery characteristics and soil conditions at the time of traffic, and so we have developed empirical relations between the width and the depth of Δ zones and the soil water content at the time of traffic (see Results).

Soil fragmentation. Each pixel in the superficially tilled horizon, the thickness of which was defined by the working depth of the tools, was considered to have a non- Δ structure, whatever the soil water content or the initial structure of the pixel.

Conclusion

The process chart of the simulation program (SISOL) is shown in Figure 3. The initial locations of the Δ areas of the profile

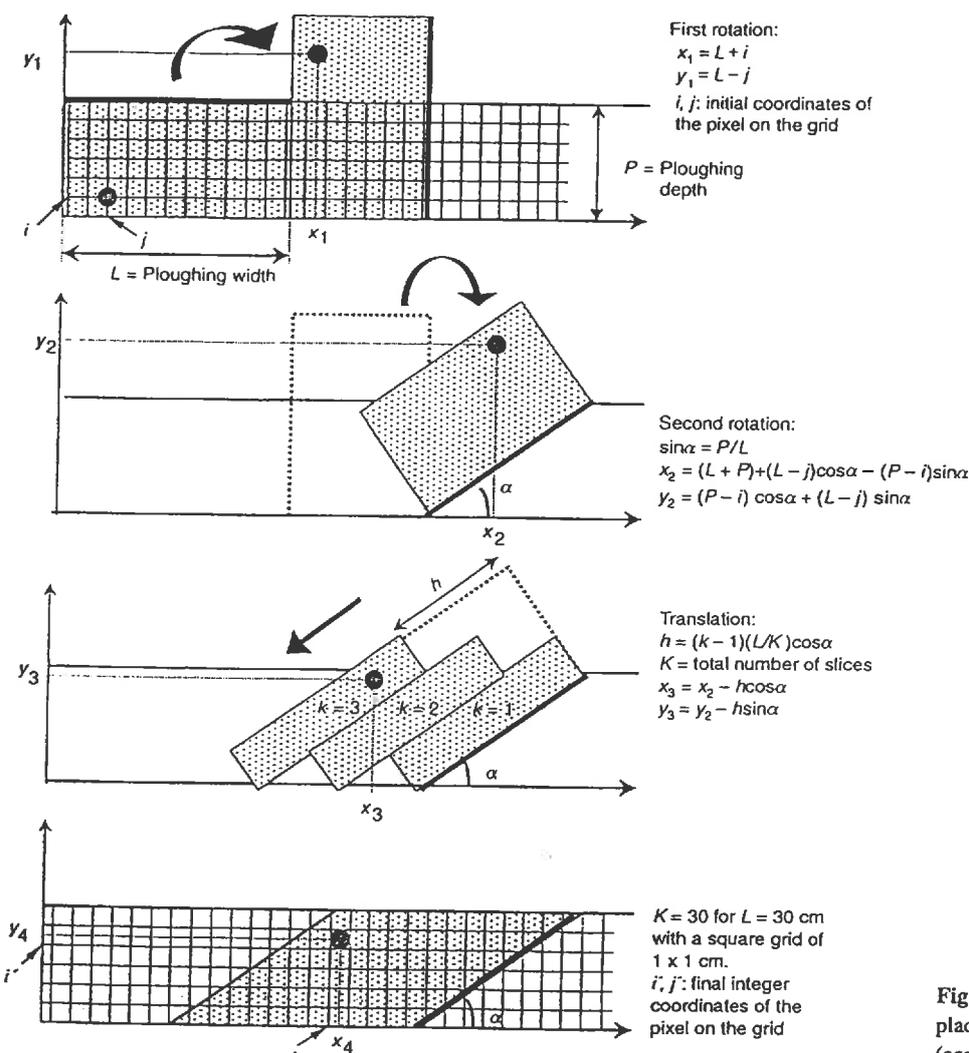


Figure 1 Principle for modelling soil displacement and cutting during ploughing (according to Roger-Estrade, 1995).

were read by the program as an array of pixels, the size of which depended on that of the profile modelled, set at the beginning of the program by the user. Each step of the program corresponds to a single cultivation operation. At each step, the characteristics of the equipment (axle load, tyre width, working depth) and the conditions of the operation (location of the wheel tracks, soil water content) were read from parameter files. The compaction procedure calculated the area of the Δ zone created under the wheels for each operation. The new coordinates of the pixels were recalculated as explained above when the operation was mouldboard ploughing. The pixels of the upper part of the soil profile were assigned a non- Δ structure for secondary tillage, to a depth corresponding to the working depth of the tool. The program then calculated the ratio of the pixels having Δ structure to the total number of pixels and drew a structural map of the soil profile. The percentages of Δ areas at each step were written in a file which was used to calculate simulation curves. Figure 4 shows four successive structural maps generated by the program, corresponding to four successive field operations on plot III of the field trial.

Materials and methods

Field trial

The trial plots were in northern France, at the INRA centre of Estrées-Mons (50°N, 3°E, elevation 85 m). We compared the following three cropping systems for 7 years (1990–97) (Boizard *et al.*, 1998; Richard *et al.*, 1999):

- Cropping system I: The sequence was peas (*Pisum sativum* L.)–winter wheat (*Triticum aestivum*)–rape (*Brassica napus* L.)–winter wheat. The wheat and rape were sown in early autumn. The peas were sown in early spring.
- Cropping systems II and III: The sequence was maize (*Zea mays* L.)–winter wheat–sugar beet (*Beta vulgaris* L.)–winter wheat. Cropping system II was managed to avoid sowing sugar beet and maize in wet conditions. These crops were harvested in early autumn. Under cropping system III the sugar beet and maize were sown as soon as the seed bed was warm enough for germination, whatever the moisture conditions, and harvested as late as possible, generally in late autumn.

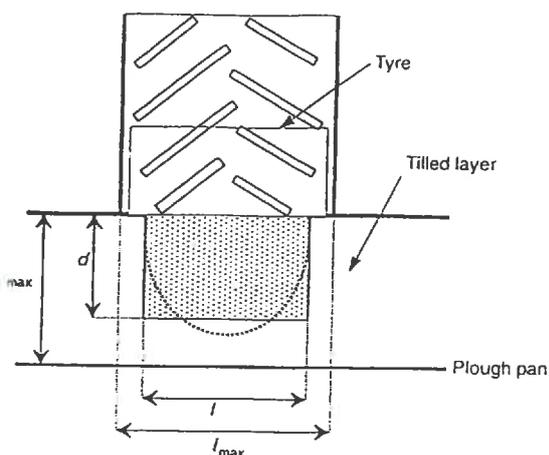


Fig. 2 Principle for assessing the compaction submodel. Dotted line = extension of the Δ zone under the tyre. l is measured width of this zone; d is depth of this zone; l_{\max} is tyre width; d_{\max} is ploughing depth. Stippled area = rectangular modelled zone.

The experiment was designed so that there were duplicates of each treatment every year, giving a total of 24 experimental plots. The size (0.4 ha) allowed traffic patterns similar to those on commercial farms. Traffic was not controlled, except during ploughing for which the same tracks were used every year. Board ploughing was done in winter every year, with lateral displacement to the left and right. Seed beds were prepared in a single operation, using a rotary harrow or a chain harrow, on the same day as sowing. The experiment is described in Table 2.

The soil is a silt loam (Haplic Luvisol, FAO classification). It contains an average of 190 g clay kg^{-1} , 738 g silt kg^{-1} , 50 g sand kg^{-1} , 17 g organic matter kg^{-1} , 5 g CaCO_3 kg^{-1} , and its pH was 6.5. Soil water contents at -10 , -50 , -100 and -1500 Pa were 0.252, 0.213, 0.164 and 0.083 g g^{-1} , respectively. The climate is oceanic, and the long-term average annual temperature is 9.6°C. Annual rainfall is 667 mm, evenly distributed throughout the year. Annual reference evapotranspiration is 688 mm (482 mm between May and September).

Measurements and observations

Locations of the wheel tracks were recorded after each operation. The soil water content of the ploughed layer was determined gravimetrically before each operation (four samples per plot) at 5 cm intervals from 0 to 30 cm depth.

In each plot, one for each cropping system (named plots I, II and III for cropping systems I, II and III) were used to validate the model. Soil structure was assessed every year after sowing. A pit (3 m wide, 0.6 m deep) perpendicular to the tillage direction was dug at random in each plot. They were, however, positioned to include wheel tracks from seed bed preparation and one wheel

track from sowing. The Δ zones were picked out in slight relief on the observation face, using a knife (Figure 5). The face was photographed every 6.5 cm from a distance of 1 m, using a low distortion lens (Nikon, 50 mm). This enabled stereometric interpretation of the pictures, from which the limits of the Δ zones were drawn manually. The sketches were digitized for image analysis (Figure 5). The areas and the locations of the Δ zones were determined, as well as the actual thickness of the seed bed and the ploughed layers. We evaluated the variations in the percentage of Δ area by analysing nine profiles in plot III in 1994. The mean was 28%, the standard deviation 6% and the coefficient of variation 22%. This last value was used as an estimate of the precision of the measurements.

The areas and maximum widths of the Δ zones were measured under various wheel tracks in all the plots, except I, II and III, so that we could assess the compaction submodel using an independent set of data. The same procedure was used to characterize the Δ zones. We considered only the plots where the percentage of Δ areas before wheeling was small. We obtained measurements for each field operation over a wide range of soil moisture conditions (0.10 g g^{-1} to 0.27 g g^{-1}). We calculated the relative size of the Δ zone (A , $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$) created under the wheels as the ratio of the area of this zone to a reference area (A_{\max} , $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$) defined by the product of the tyre width (l_{\max} , m) and the ploughing depth (d_{\max} , m). In the same way, the relative width of the Δ zone (L , m m^{-1}) was calculated as the ratio of the measured width of the Δ zone (l , m) to the tyre width. We calculated the relative depth of the Δ zones (D , m m^{-1}), assuming these zones to be rectangular, from the measured area and the relative width (Figure 2):

$$D = \frac{A}{L} = \frac{d}{d_{\max}}, \quad (2)$$

where d is the depth of the compacted zone (m).

Model simulations

The list of field operations (34, 31 and 32 operations for the plots I, II and III) and the characteristics of each operation in each plot are given in the Appendix. Simulations began with the 1990 crop sowing in each plot (peas in plot I, sugar beet in plot II and maize in plot III) and ended with the 1997 crop (wheat in each plot). The simulations were made for a 36-m-wide soil profile, so that the simulated values could be related to the mean percentages of the Δ areas in the whole experimental plot at each cultivation operation. The initial map of the Δ areas was deduced from the soil profile observed when the 1990 crop was sowed. It was similar in the three plots. Tractor passes during ploughing were not recorded. Their locations were randomly chosen for each ploughing. Ten runs of the model were made to calculate the change with time in the percentage of Δ area in each plot.

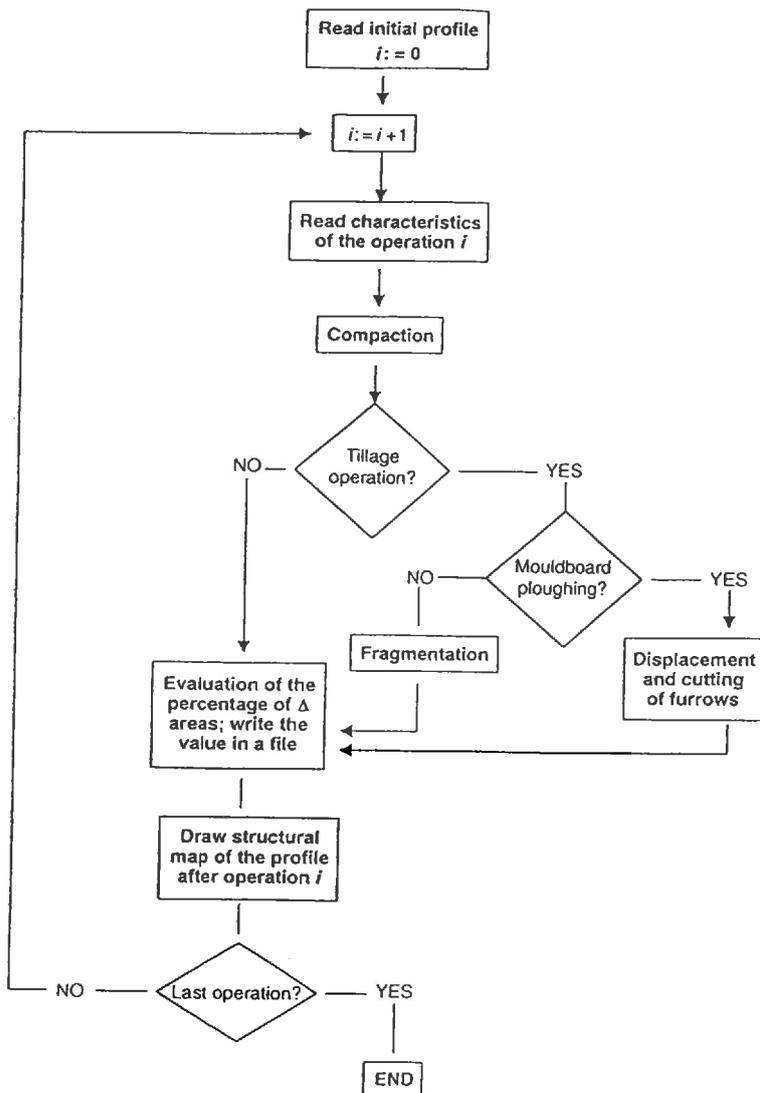


Figure 3 Simulation program (SISOL) process chart.

Model evaluation

The statistical criteria used to evaluate the compaction submodel and the global model were as follows (Smith *et al.*, 1996; Mary *et al.*, 1999).

- The mean absolute error:

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |O_i - P_i|; \tag{3}$$

- the root mean square error:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}; \tag{4}$$

- the correlation coefficient:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{\left[\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \left[\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2 \right]^{\frac{1}{2}}}; \tag{5}$$

- the modelling efficiency:

$$MEF = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}. \tag{6}$$

In these equations, n is number of the observations, O_i are the observed values, \bar{O} is the mean of the observed values, P_i are

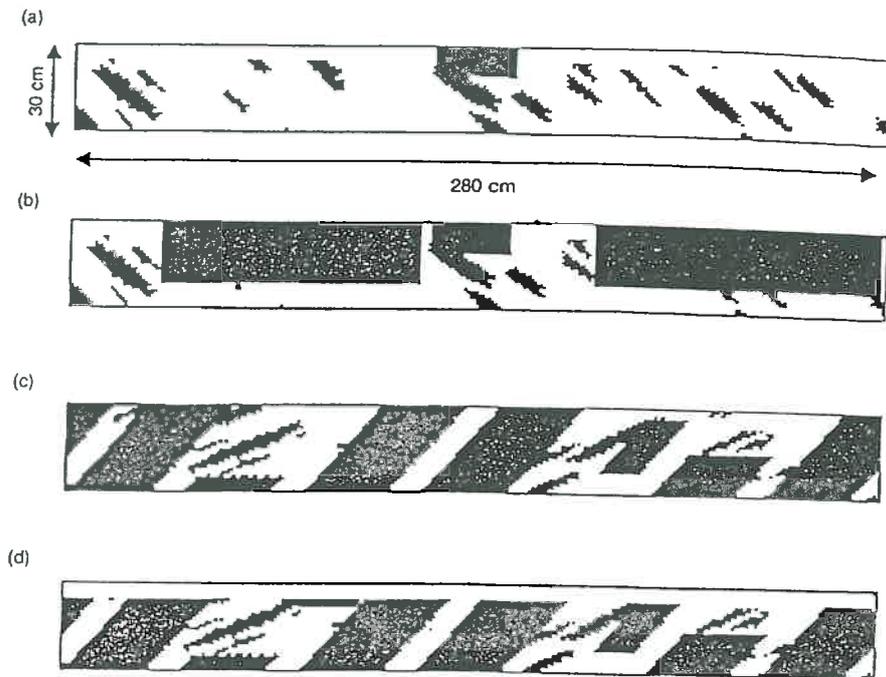


Figure 4 Structural maps established with the SOL program. Simulated maps after successive field operations performed at III in 1992 and 1993: (a) after sugar sowing; (b) after sugar beet harvesting and transport; (c) after ploughing; (d) after wheat sowing. The black pixels are

simulated values, and \bar{P} is the mean of the simulated

ts

Development of the compaction submodel

Field operations were classified into three compaction groups, according to their axle load and tyre characteristics (Table 2). The relative size of the Δ zone under the wheel tracks is shown in Figure 6, as a function of the moisture content of the tilled layer. For a given water content, the relative size of the Δ zone was greater at harvesting than at sowing, which in turn was greater than at seed bed preparation. We obtained sets of points, corresponding to the three compaction groups. For each set of points, we empirically determined a soil water content threshold value (W_o) below which a Δ zone was created.

The relative width of the Δ zone (width of the Δ zone divided by the width of the tyre) as a function of the mean soil water content of the tilled layer (for water contents $> W_o$) is shown in Figure 7(a,b,c). The calculated values of the relative depth of the Δ zone (depth of the Δ zone divided by the depth of the ploughed layer) are shown in Figure 7(d). We could define, for each compaction group, a soil water content beyond which the width of the Δ zone corresponded to the tyre width (W_n) and a soil water content beyond which the depth of the Δ zone reached ploughing depth (W_{fd}). It seemed that the relative depth of the Δ zone increased linearly with the soil

water content (w) at the time of traffic for $W_o \leq w \leq W_n$, and that the depth of the Δ zone also increased linearly with the soil water content for $W_o \leq w \leq W_{fd}$. Therefore, the compaction submodel was written as follows:

$$A(w) = \frac{l(w)}{l_{\max}} \times \frac{d(w)}{d_{\max}}, \quad (7)$$

$$l(w) = d(w) = 0, \text{ for } w \leq W_o, \quad (8)$$

$$\frac{l(w)}{l_{\max}} = \frac{w - W_o}{W_n - W_o}, \text{ for } W_o \leq w \leq W_n, \quad (9)$$

$$\frac{d(w)}{d_{\max}} = \frac{w - W_o}{W_{fd} - W_o}, \text{ for } W_o \leq w \leq W_{fd}, \quad (10)$$

$$l(w) = l_{\max}, \text{ for } w \geq W_n, \quad (11)$$

$$\text{and } d(w) = d_{\max}, \text{ for } w \geq W_{fd}, \quad (12)$$

where A is the relative size of the Δ zone, w is the mean soil water content of the ploughed horizon, l is the width of the Δ zone, d is the depth of the Δ zone, l_{\max} is the tyre width and d_{\max} is the ploughing depth.

The values of W_o , W_n and W_{fd} for each compaction group are shown in Table 3. Note that the maximum width of the Δ zone was always reached more quickly than the maximum depth ($W_n < W_{fd}$), and that the three compaction groups were

Table 2 Main characteristics of the equipment used

Operation	Crops	Tractor type	Tool characteristics	Total weight (tractor and tool) /t	Maximum tyre width /cm	Maximum tyre inflation pressure /kPa	Compaction group
Chopping	Maize	Case IH 1056	Chopping machine	8.2	45	200	2
Subble disking	Pea and rapeseed	Case IH 956	Disc	7.5	65	70	1
Mouldboard ploughing	All crops	Case IH 1056	4-furrow mouldboard plough (40 cm)	6.5	45	200	-
Seed bed preparation	Sugar beet and maize	Case IH 956	Combination harrow	6.5	65	70	1
Combined seed bed preparation and sowing	Wheat, pea and rape	Case IH 956	Rotary harrow and seeder	8	65	70	1
Sowing	Sugar beet	MF 575	12-row seeder	5	30	220	2
Sowing	Maize	Fiat 780	4-row seeder	4.5	40	220	2
Harvesting	Wheat, pea, maize and rape	-	MB8060, MBTX34, Axial FL 1460	15	70	200-250	3
Harvesting	Sugar beet	-	Mairot (6-row harvester)	15	60	200-250	3
Transport ^a	Sugar beet	Case IH 1056 and Case IH1055	8-t trailer	16.5 ^b	45	300	3

^aTraffic of trailers on experimental field occurs only during sugar beet harvesting.

^bWhen fully loaded.

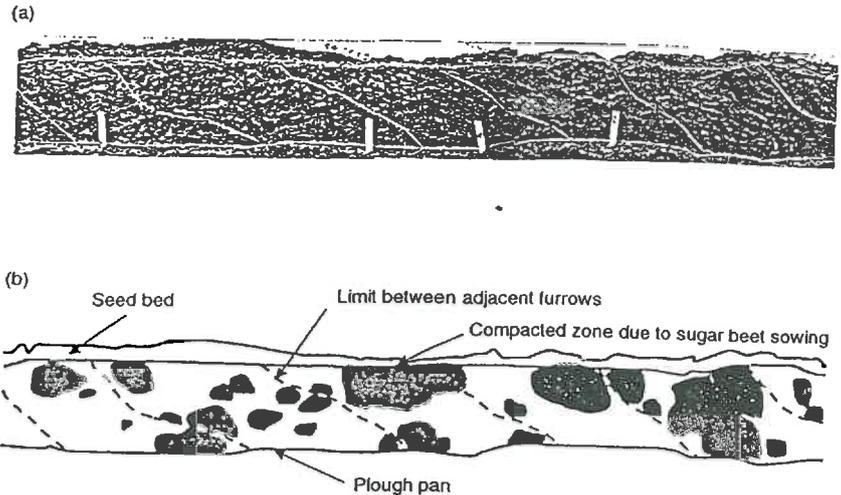


Figure 5 The ploughed layer structure: (a) observation face in a soil profile (after sugar beet sowing); (b) map of the Δ areas (shaded in black).

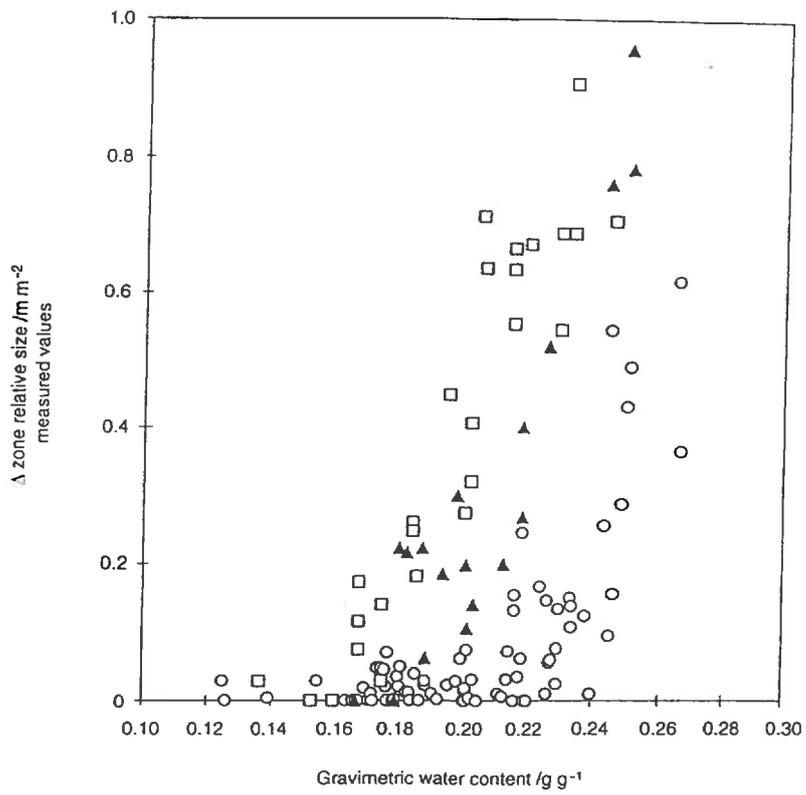


Figure 6 Measured zone relative size as a function of the mean water content of the layer. Each point corresponds to one field operation group: \circ , group 1; \blacktriangle , group 2; \square , group 3 (see Table 2 for the corresponding operations).

used in the same order for the different water content field values, W_o , W_R and W_{fd} .

Figure 8 illustrates the compaction submodel. It accurately models the changes in the relative size of the Δ zones with water content, within the range of soil water contents investigated, for the three groups of field operation. The small variation in the small (<20%) measured values of relative size of the Δ zones affects the statistical criteria for the model (Table 3). The best fit was obtained for the compaction model.

Effects of the cropping systems on the changes with time in the percentage of Δ areas

The changes in the percentage of Δ areas with time in plots I, II and III, and the moisture conditions at sowing and harvesting of the various crops, are shown in Figure 9. We identified three stages, as follows.

I 1990–92 when the percentage of Δ area remained small and similar for the three plots until the 1992 sowing, showing a slight decrease from the initial value, of around 20% at the

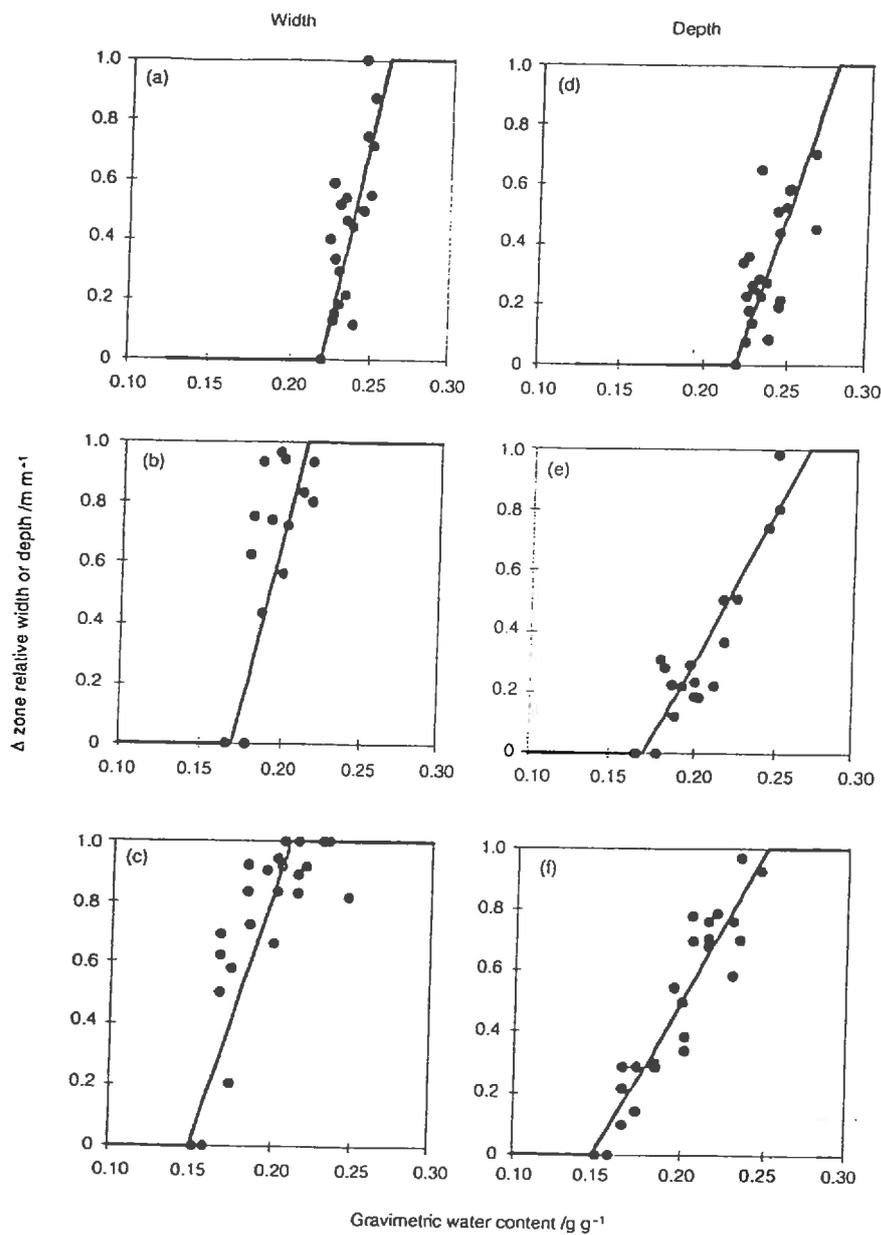


Figure 7 Linear relations between the measured Δ zone relative width (a) for group 1, (b) for group 2, (c) for group 3 and the mean water content of the tilled layer, or the calculated Δ zone relative depth (d) for group 1, (e) for group 2, (f) for group 3 and the mean water content of the tilled layer.

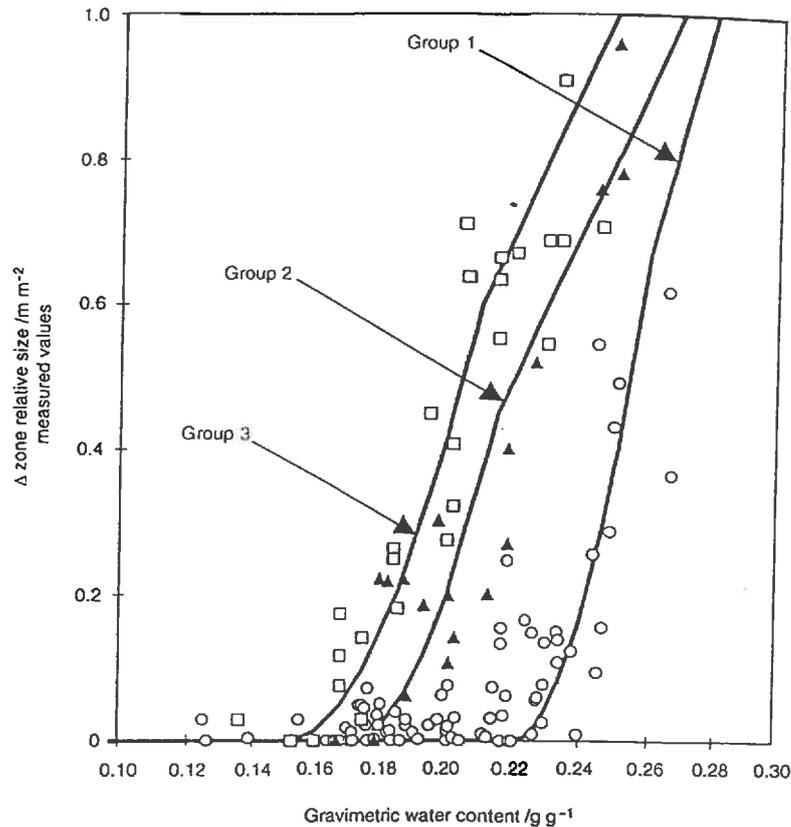
Table 3 Threshold values of soil water content of the compaction submodel and statistical criteria for its evaluation

Compaction group ^a	W_o /g g ⁻¹	W_n /g g ⁻¹	W_{fd} /g g ⁻¹	MAE /%	RMSE /%	r	MEF
1 (n=22)	0.22	0.26	0.28	10	14	0.77	0.36
2 (n=18)	0.17	0.215	0.27	9	12	0.97	0.80
3 (n=25)	0.15	0.21	0.25	8	11	0.94	0.83
1+2+3 (n=65)				9	12	0.90	0.76

^aCompaction groups 1, 2 and 3 refer to the identification shown in the last column of Table 2.

MAE, mean absolute error; RMSE, root mean square error; r , correlation coefficient; MEF, modelling efficiency.

W_o , soil water content below which no Δ zone is created ($A=0$); W_n , soil water threshold at which the maximum width of the Δ zone is reached; W_{fd} , soil water threshold at which the maximum depth of the Δ zone is reached.



Measured Δ zone relative size as a function of the mean water content of the layer, and graphic representation of the curves used in the compaction sub-model. Each point corresponds to one compaction group: \circ , group 1; \blacktriangle , group 2; \square , group 3 (see Table 2 for the corresponding parameters). The lines correspond to the model.

of the trial. The conditions were dry during sowing and harvesting, with the moisture ratio less than 1.

1994 when the percentage of Δ areas increased in all plots. The maximum values were obtained in 1993 in plot I (30%), and in 1994 in plot I (30%) and II (60%). This could be due to the soils were at their very wettest (when tilled or harvested) in all three plots at harvesting in 1992 and 1993.

1997 when there was a general decrease in the percentage of Δ areas, except in plot III, where the percentage increased in 1997. The percentage of Δ areas decreased in plots II and III, although wet conditions occurred in 1994 harvesting. It increased in 1997 in plot III, after wet harvesting in 1996 (sugar beet), while the decrease in 1996 and 1997 in plot II is associated with dry conditions. The soil of plot I was rather dry during 1995–97. The three cropping systems produced different changes in the percentage of Δ areas with time, but they are only partly explained by the moisture conditions at sowing and harvesting. This indicates the need to take into account not only the moisture conditions but also the processes that change the soil structure of the ploughed layer.

Evaluation

Figure 12 shows the changes in the percentage of Δ areas with time. The general trend of the change in the percentage of Δ

areas with time was correctly simulated by the program (Figure 10). The three plots were ranked in the same order as in Figure 9(a) throughout the simulation period. The percentage in plot I was always less than in the two other plots, the percentage of Δ areas increased in 1993 and 1994 and the curves describing plots II and III crossed in 1995 and 1996. A more precise evaluation can be made from Figure 11(a,b,c). The model accurately predicts the order of magnitude of the measured percentages of Δ areas. However, the maximum values were underestimated for plots II and III, and the program overestimated the percentage during the two last years of the simulation period.

Figure 12 shows that there was no systematic bias: the differences between simulated and measured values were independent of the measured values. Table 4 shows that the RMSE (approximately 10%) was slightly larger than the standard deviation of the measurement (6%), and that the MAE was less than 10%. The r and MEF values both indicated a rather good association and coincidence between the observed and simulated values for each plot.

We have plotted the differences between the percentages of Δ areas from one year to the next to avoid cumulative errors (Figure 13). The statistical criteria were similar to those obtained with the percentage of Δ areas (Table 4). However,

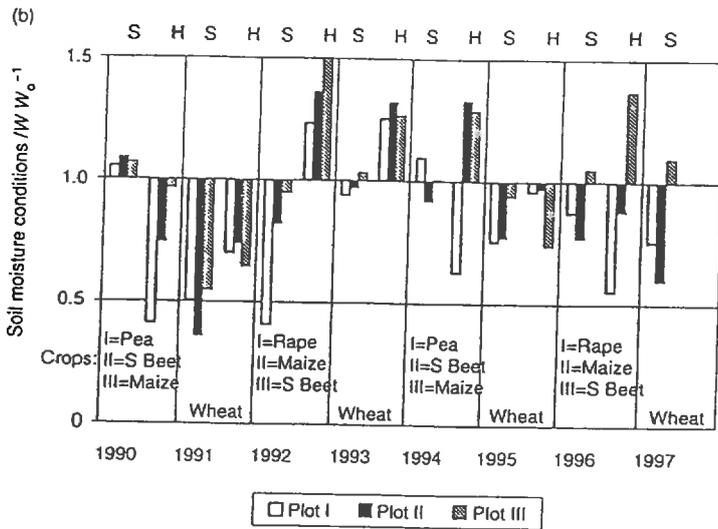
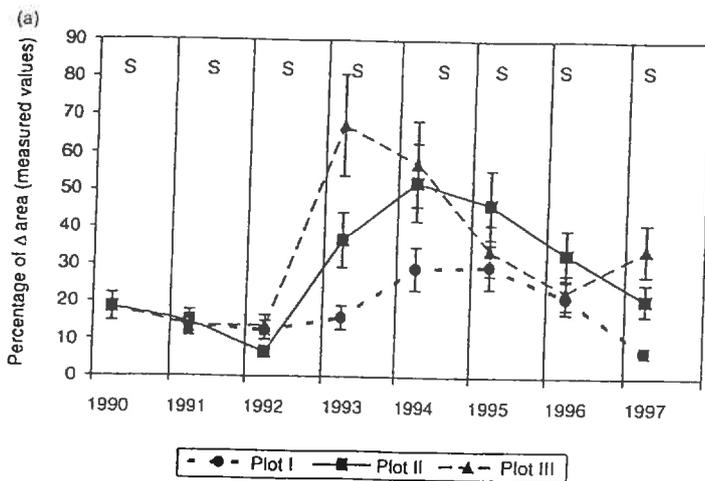


Figure 9 (a) Changes in the measured percentage of Δ areas at sowing. (b) Moisture conditions during sowing (S) and harvesting (H) expressed as the ratio of the measured mean water content of the tilled layer to the threshold value below which no Δ is created (W_0).

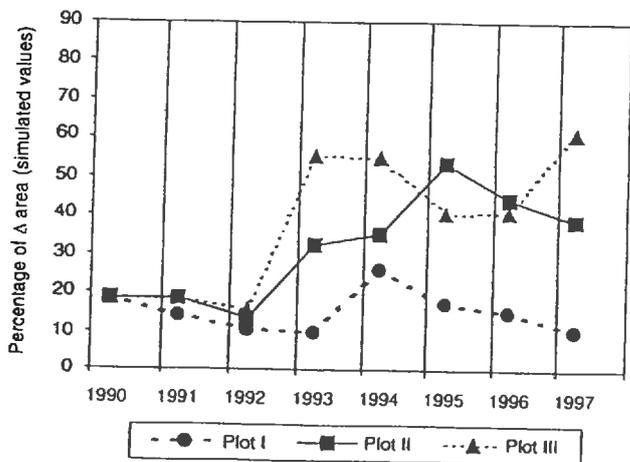
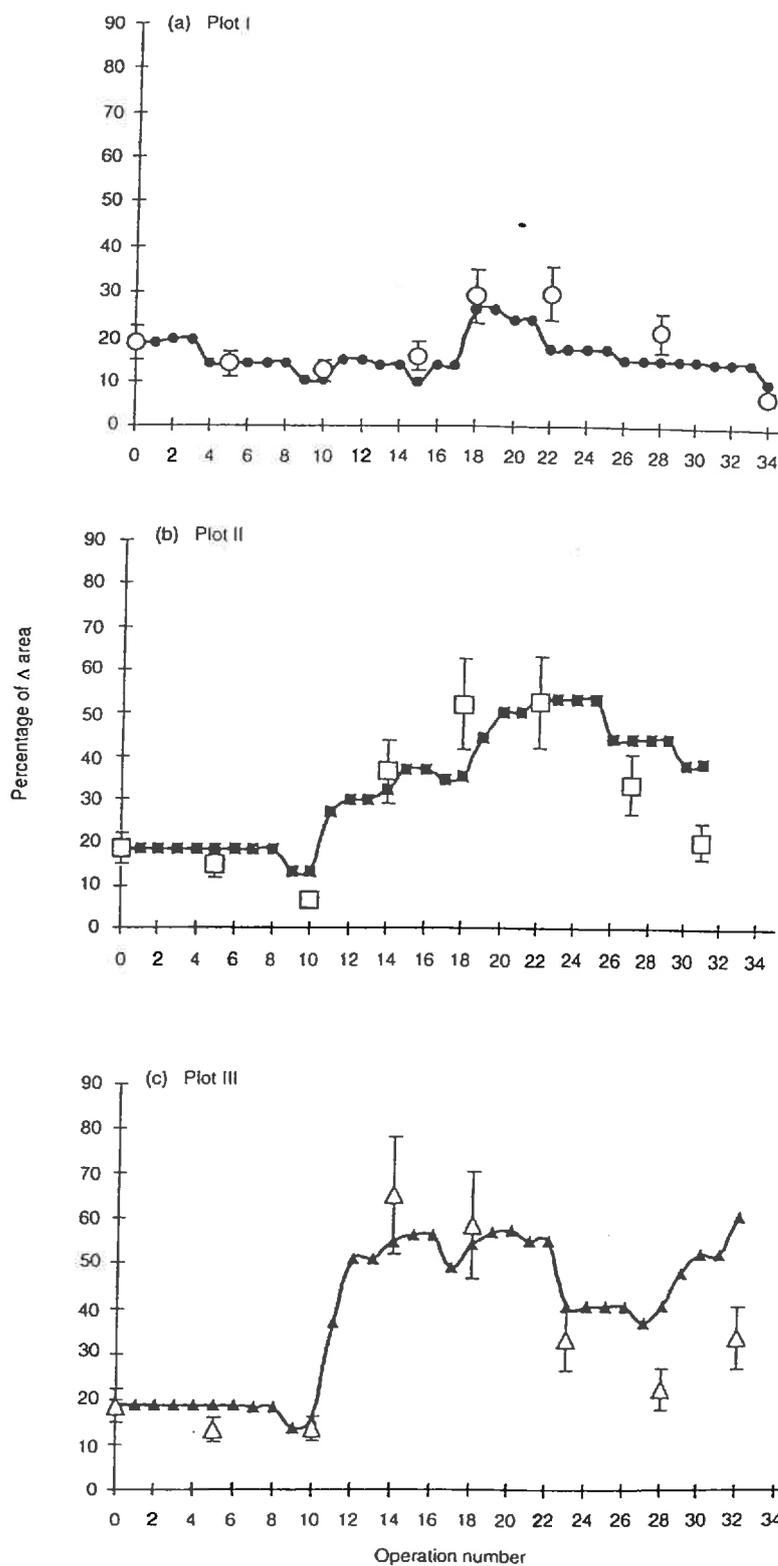


Figure 10 Simulated changes in the measured percentage of Δ areas at sowing.

Figure 13 shows a bias in the model: the simulation underestimated (in absolute value) the negative and positive differences. The slope of the linear fit between observed and simulated differences (0.6) was less than 1.

Sensitivity analysis. A sensitivity analysis was done on plot III by varying the values of the main parameters within a reasonable range. Three parameters were considered: W_0 , W_{fd} and p , the working depth during seed bed preparation and stubble disking (Figure 14a,b,c). The curves were modified when the three parameters, W_0 , W_{fd} and p , were changed, from operation 11 for W_0 and W_{fd} and from operation 18 for p . The model was most sensitive to the W_{fd} parameter. An increase in the value of any parameter systematically gave smaller values for the percentage of Δ areas. Conversely, a decrease in the value of any parameter



Simulated changes in the percentage of λ area for each operation during the simulation period (the nature of operations are given in the Appendix). Observed values are plotted with error bars corresponding to one standard deviation. Observed values: \circ , plot II; Δ , plot III. Simulated values: \blacksquare , plot II; \blacktriangle , plot III.

...ally gave larger values for the percentage of Δ ... differences between the curves produced during operation by changing W_o and W_{id} were retained

... during the following years. The difference between the simulations of the p value appeared during operation 18 and remained until the end.

Figure 15 shows that changes in the values of W_{fd} , W_o and p had a marked effect on the MEF. These changes in the parameters correspond to a smaller proportion of Δ created by compaction (increase of the W_{fd} and W_o values), or to a more rapid loss of Δ during secondary tillage (increase of the p value). These results suggest that using larger values of these three parameters should improve the performance of the model. However, a change in the water content thresholds in the compaction submodel led to a marked decrease in its performance. For example, the MEF was changed from 0.76 (Table 3) to 0.59 when W_o was increased by 10%. Furthermore, the p values were deduced from systematic observation of the actual working depth during secondary tillage and stubble disking. The positive effect of an increase in its value on the MEF suggests that the decrease in the Δ areas could be due to fragmentation beneath the seed bed as a result of weather or fauna, which is not taken into account in the model.

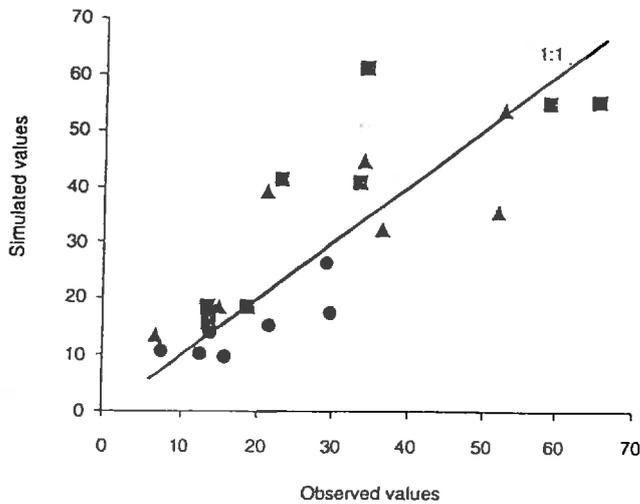


Figure 12 Measured values for the percentage of Δ areas plotted against simulated values. ●, plot I; ■, plot II; ▲, plot III.

Table 4 Statistical criteria for evaluating the model

	Percentage of Δ areas				Difference between one year and the next			
	MEF	r	MAE %	RMSE %	MEF	r	MAE %	RMSE %
All plots	0.61	0.82	8	10	0.74	0.88	8	9
Plot I	0.78	0.90	4	6	0.85	0.96	3	9
Plot II	0.60	0.79	9	11	0.57	0.75	3	11
Plot III	0.56	0.81	10	13	0.50	0.72	2	6

MAE, mean absolute error; RMSE, root mean square error; r , correlation coefficient; MEF, modelling efficiency.

Discussion

To model the changes in the structure of the ploughed layer with time we proposed

- 1 the use of an indicator of the effects of cropping systems on changes in the evolution of soil structure based on a morphological description, and
- 2 the use of simplified descriptions of the mechanical processes involved, to link the effects of successive field operations with very different mechanical actions (fragmentation, compaction, displacement) on the soil.

On the first point, one major question is the validity of our description of the soil structure. Richard *et al.* (1999) have shown that the compaction under a wheel, described by the size of the Δ zone, is consistent with that described by a classical pore space analysis for a wide range of field conditions. De Guéris *et al.* (1994) showed that soil tensile strength increased in Δ zones. Several biological and physical processes are affected in Δ zones and in Δ clods. Thus, the spatial arrangement of roots depends on the geometry and size of the Δ zones in the ploughed layer (Tardieu, 1988). Evaporation is enhanced in Δ zones (Sillon, 1999) and infiltration is reduced (Curmi *et al.*, 1996). This morphological approach is useful for studying the effect of cropping systems on soil structure. Leterme *et al.* (1994) have shown that taking into account the soil water content at sowing and harvesting is determinant for analysing the long-term effect of cropping on soil structure. De Freitas *et al.* (1998) have used it to study the degradation of soil structure under intensive cropping in Brazil. It now seems that the morphological approach is more precise than the evaluation of indicators linked only to the compaction process (Van de Zande, 1991; Kuipers & Van de Zande, 1994; Watts & Dexter, 1995). The combination of this approach and image analysis has allowed us to quantify soil structure. The percentages of Δ areas in the three plots studied showed a marked difference in soil structure dynamics, and the higher percentages were found in the plots where the risks of compaction caused by the cropping system were maximum. This percentage is thus sensitive to experimental treatment, which is essential for studying soil management (Ball *et al.*, 1997). Compaction does not, however, provide a complete

etation of the changes in the indicator (Figure 9a): the change of Δ areas at a given moment is the result of a balance between creation and loss of Δ volumes. Movement during ploughing also plays a role, bringing Δ from the bottom of the plough layer nearer to the soil surface.

The simplifications concern the three processes involved in soil structure dynamics, as follows.

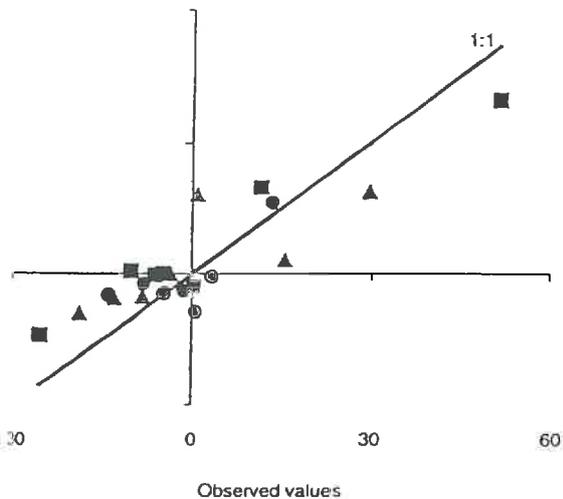
The compaction submodel was assessed empirically in one field condition, using three statistical relations between soil bulk density and the creation of rectangular Δ areas. Finite element models (Kirby *et al.*, 1997) and analytical models (O'Sullivan *et al.*, 1997) for soil compaction models need many soil mechanical parameters which were not available. But such models will be developed to extend our work to other soil conditions and field conditions.

There have been few studies on soil displacement during tillage. We took a two-dimensional geometrical approach, but we know that there is also forward displacement during ploughing (Kouwenhoven & Terpstra, 1972; Govers & Govers, 1994; Lobb *et al.*, 1995). Furthermore, the present model does not allow us to predict the evolution of clod size, but this does not affect the change in the percentage of Δ areas during ploughing (Coulomb *et al.*, 1997).

We considered the loss of Δ areas to be complete during primary tillage. This destruction is incomplete during secondary tillage itself, but is probably almost complete over the next crop cycle, as a result of weather and biological activity. The model suggests that the loss rate appears to be underestimated by the model, which suggests that these actions also occur in deeper layers. However, the thickness of the ploughed layer that we modelled remained constant throughout the simulation. This

made the location of the Δ zones uncertain during compaction (it took no account of ruts) and after ploughing (no variation of the overall bulk density). This probably has consequences for the rate at which Δ clods are lost, which are difficult to quantify.

The simulations agreed well with the observed trends in the changes in the percentage of Δ areas with time. Although hidden compensations between modelling errors could not be



Measured changes in the percentage of Δ areas from one operation to the next plotted against simulated values. ●, plot I; ■, plot III.

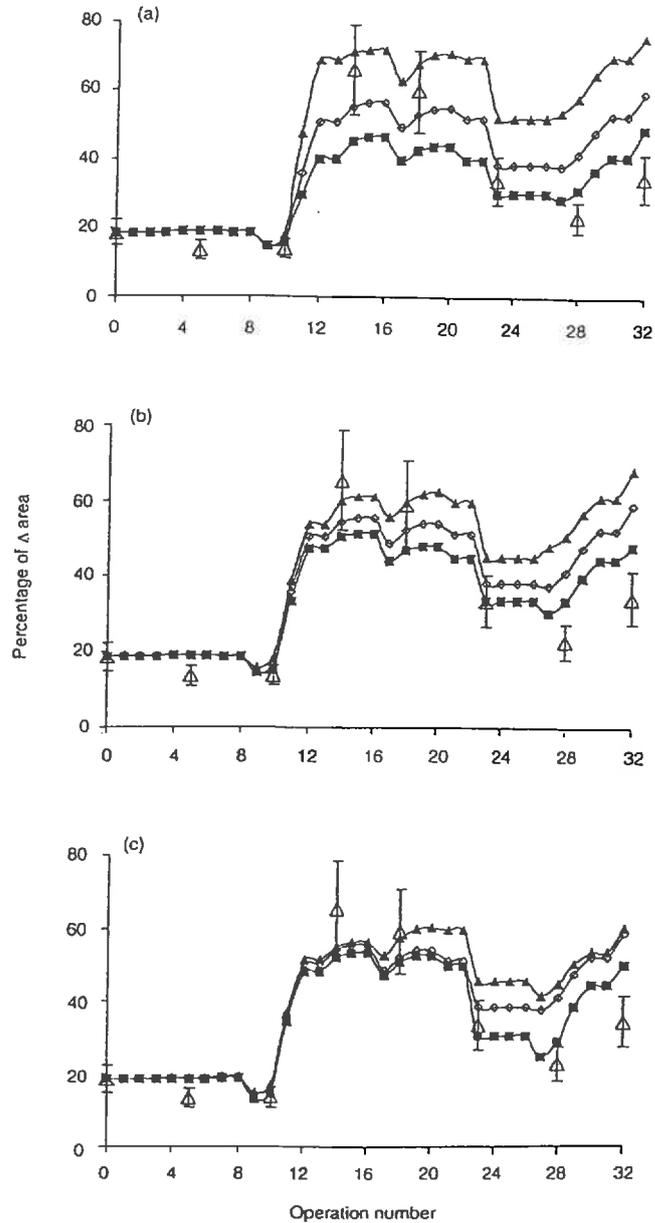


Figure 14 Sensitivity analysis of the model: effect of changes in the values of three parameters: (a) W_{fd} , (b) W_n and (c) the working depth during seed bed preparation and stubble disking (p). ◇, initial value of the parameters; Δ, observed values; ▲, 90% of the initial value of the parameters; ■, 110% of the initial value of the parameters.

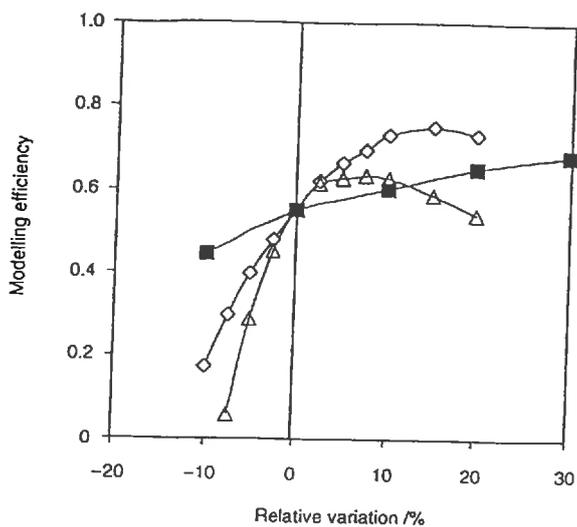


Figure 15 Changes in the modelling efficiency caused by changing W_{rd} (\diamond), W_o (\triangle) or the working depth during seed bed preparation and stubble disking (\blacksquare).

excluded (the percentage of Δ areas is at a given moment the result of a balance between fragmentation and compaction), the sensitivity analysis showed that it is probably the assessment of fragmentation caused by weather and biological activity which most needs to be improved.

Conclusion

The model we have developed can be used to study variation in structure of a loamy soil at the field scale. It can be used, say, in the development of precision agriculture, to compare different technical choices (e.g. occasional omission of ploughing, changes in the scheduling of field operations) under the soil and weather on which it was tested. It should also be able to incorporate new scientific knowledge about soil mechanical processes (e.g. soil compaction or fragmentation models).

We have concerned ourselves mainly with changes in soil structure over time. The model will also have to be evaluated for its ability to simulate spatial variation in soil structure.

References

- Ashby, W. 1934. *Progress Report on Plough Investigations for Corn Borer Control*. Bureau of Agricultural Engineering, US Department of Agriculture, Washington, DC.
- Ball, B.C., Campbell, D.J., Douglas, J.T., Henshall, J.K. & O'Sullivan, M.F. 1997. Soil structural quality, compaction and land management. *European Journal of Soil Science*, **48**, 593–601.
- Boizard, H., Richard, G. & Guérif, J. 1998. Effect of cropping systems on the soil structure of the ploughed layer: results of a long term experiment in France. *Advances in Sugar Beet Research*, **1**, 91–99.
- Bousfield, W.R. 1880. *On Implements and Machinery for Cultivating Land by Horse Power*. Proceedings of the Institute of Mechanical Engineers, Manchester.
- Bruand, A. & Cousin, I. 1995. Variation of textural porosity of a clay loam soil during compaction. *European Journal of Soil Science*, **46**, 377–385.
- Coulomb, I., Caneill, J. & Manichon, H. 1993. Comportement du sol au labour: méthode d'analyse et évaluation des conséquences de l'état structural initial du sol sur l'état transformé par le labour. *Agronomie*, **13**, 45–56.
- Curmi, P., Mérot, P., Roger-Estrade, J. & Caneill, J. 1996. Use of environmental isotopes for field study of water infiltration in the ploughed soil layer. *Geoderma*, **72**, 203–217.
- De Freitas, P.L., Blancaneaux, P. & Moeau, R. 1998. Caractérisation structurale des Cerrados brésiliens (savanes) sous différents modes d'utilisation agricoles. *Etude et Gestion des Sols*, **5**, 93–106.
- De Guérif, J., Leon, F. & Stengel, P. 1994. Variability of internal structure of clods in relation to soil conditions prior to compaction: effect on soil strength. In: *Soil Tillage for Crop Production and Protection of the Environment, Proceedings 13th ISTRO Conference* (eds H.E. Jensen, P. Schjonning, S.A. Mikkelsen & K.B. Madsen), pp. 543–548. Royal Veterinary and Agricultural University, Aalborg.
- De Leon, F. 1991. *Morphologie, propriétés physiques et conditions de formation des éléments structuraux de la couche labourée*. Thèse, Institut National Agronomique Paris-Grignon, Paris.
- Dexter, A.R. 1988. Advances in characterization of soil structure. *Soil and Tillage Research*, **11**, 199–238.
- Fiès, J.C. & Stengel, P. 1981. Densité texturale de sols naturels. I. Méthode de mesure. *Agronomie*, **1**, 651–658.
- Govers, G., Vandaele, K., Desmet, P., Poesen, J. & Bunte, K. 1994. The role of tillage in soil redistribution on hillslopes. *European Journal of Soil Science*, **45**, 469–478.
- Gupta, S.C. & Larson, W.E. 1982. Modeling soil mechanical behavior during tillage. In: *Predicting Tillage Effects on Soil Physical Properties and Processes* (eds P.W. Unger, D.M. Van Doren, F.D. Whisler & E.L. Skidmore), pp. 151–178. Special Publication No 44, American Society of Agronomy, Madison, WI.
- Gupta, S.C. & Raper, R.L. 1994. Prediction of soil compaction under vehicles. In: *Soil Compaction and Crop Production* (eds B.D. Soane & C. van Ouwerkerk), pp. 71–90. Elsevier, Amsterdam.
- Hénin, S., Gras, R. & Monnier, G. 1969. *Le Profil Cultural: L'état Physique du Sol et ses Conséquences Agronomiques*. Masson, Paris.
- Kirby, J.M., Blunden, B.G. & Trein, C.R. 1997. Simulating soil deformation using a critical-state model: II. Soil compaction beneath tyres and tracks. *European Journal of Soil Science*, **48**, 59–70.
- Koolen, A.J. 1994. Mechanics of soil compaction. In: *Soil Compaction and Crop Production* (eds B.D. Soane & C. van Ouwerkerk), pp. 23–44. Elsevier, Amsterdam.
- Kouwenhoven, J.K. & Terpstra, R. 1972. Characterization of soil handling with mould-board ploughs. *Netherlands Journal of Agricultural Science*, **20**, 180–192.
- Kuipers, H. & Van de Zande, J.C. 1994. Quantification of traffic systems in crop production. In: *Soil Compaction in Crop Production* (eds B.D. Soane & C. van Ouwerkerk), pp. 417–445. Elsevier, Amsterdam.
- Leterme, P., Manichon, H. & Roger-Estrade, J. 1994. Analyse

- grée des rendements du blé tendre et de leurs causes de variation dans un réseau de parcelles d'agriculteurs du Thymerais. *Économie*, **14**, 341–361.
- D.A., Kachanoski, R.G. & Miller, M.H. 1995. Tillage allocation and tillage erosion on shoulder slope landscape positions measured using ^{137}Cs as a tracer. *Canadian Journal of Science*, **75**, 211–218.
- Monnier, H. 1987. Observation morphologique de l'état structural et en évidence d'effets de compactage des horizons travaillés. In: *Compaction and Regeneration* (eds G. Monnier & M.J. Goss), pp. 9–52. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Monnier, H. 1988. Compactage, décompactage et système de culture. *Compte Rendus de l'Académie d'Agriculture de France*, **69**, 9–52.
- Monnier, H., Beaudoin, N., Justes, E. & Machet, J.M. 1999. Calculation of nitrogen mineralization and leaching in fallow soil using a dynamic model. *European Journal of Soil Science*, **50**, 549–559.
- Monnier, H., Henshall, J.K. & Dickson, J.W. 1999. A simplified model for estimating soil compaction. *Soil and Tillage Research*, **51**, 325–335.
- Monnier, H., Boizard, H., Roger-Estrade, J., Boiffin, J. & Guérif, J. 1995. Field study of soil compaction due to traffic: pore space and morphological analysis. *Soil and Tillage Research*, **51**, 151–160.
- Roger-Estrade, J. 1995. *Modélisation de l'évolution à long terme de la structure des parcelles labourées. Contribution à l'analyse des effets des systèmes de culture*. Thèse, Institut National Agronomique Paris-Grignon, Paris.
- Roger-Estrade, J., Richard, G. & Manichon, H. 2000. A compartmental model to simulate temporal changes in soil structure under two cropping systems with annual mouldboard ploughing in a silt loam. *Soil and Tillage Research*, in press.
- Sillon, J.F. 1999. *Etude expérimentale et modélisation des effets de la structure de la couche labourée sur le régime hydrique du sol nu en phase de dessèchement: application à la prévision des jours disponibles*. Thèse, Institut National Agronomique Paris-Grignon, Paris.
- Smith, J., Smith, P. & Addiscott, T. 1996. Quantitative methods to evaluate and compare soil organic matter (SOM) models. In: *Evaluation of Soil Organic Matter Models* (eds D.S. Powlson, P. Smith & J.U. Smith), pp. 181–199. Springer-Verlag, Berlin.
- Soane, B.D. & van Ouwerkerk, C. 1994. Soil compaction problems in world agriculture. In: *Soil Compaction and Crop Production* (eds B.D. Soane & C. van Ouwerkerk), pp. 1–21. Elsevier, Amsterdam.
- Söhne, W. 1959. Untersuchungen über die Form von Plugfkörpern bei erhöhter Fahrgeschwindigkeit. *Grundlagen der Landtechnik*, **11**, 22–39.
- Tardieu, F. 1988. Analysis of the spatial variability of maize root density. I. Effect of wheel compaction on the spatial arrangement of roots. *Plant and Soil*, **107**, 259–266.
- Van de Zande, J.C. 1991. Computed reconstruction of field traffic patterns. *Soil and Tillage Research*, **19**, 1–15.
- Watts, C.W. & Dexter, A.R. 1995. Traffic and seasonal influences on the energy required for cultivation and on the subsequent tith. *Soil and Tillage Research*, **31**, 303–322.

Appendix: The field operations performed on the three experimental plots from 1990 to 1996

Plot I

Operation no	Name	Date	Mean water content of the tilled layer /g g ⁻¹	Compaction group	Working depth /cm
1	Pea harvesting	19/07/90	0.07	3	
2	Stubble disking	20/07/90	0.07	2	
3	Ploughing	09/10/90	0.11	-	8
4	Secondary tillage	09/10/90	0.11	1	30
5	Winter wheat sowing	09/10/90	0.11	1	4
6	Winter wheat harvesting	16/08/91	0.11	3	4
7	Stubble disking	29/08/91	0.11	1	
8	Ploughing	02/09/91	0.09	-	8
9	Secondary tillage	02/09/91	0.09	1	30
10	Rape sowing	02/09/91	0.09	2	4
11	Rape harvesting	27/07/92	0.19	3	
12	Chopping	03/08/92	0.19	2	
13	Stubble disking	07/09/92	0.23	1	
14	Ploughing	12/10/92	0.21	-	8
15	Winter wheat sowing	12/10/92	0.21	1	30
16	Winter wheat harvesting	06/08/93	0.19	3	4
17	Ploughing	31/01/94	0.24	-	30
18	Pea sowing	07/03/94	0.24	1	5
19	Pea harvesting	22/07/94	0.09	3	
20	Stubble disking	13/09/94	0.18	2	8
21	Ploughing	13/10/94	0.17	-	30
22	Winter wheat sowing	13/10/94	0.17	1	4
23	Winter wheat harvesting	31/07/95	0.14	3	
24	Chopping	31/07/95	0.14	2	
25	Ploughing	29/08/95	0.19	-	30
26	Secondary tillage	29/08/95	0.19	1	4
27	Secondary tillage	29/08/95	0.19	1	4
28	Rape sowing	29/08/95	0.19	2	
29	Rape harvesting	01/08/96	0.08	3	
30	Chopping	02/08/96	0.08	2	
31	Stubble disking	02/08/96	0.08	1	8
32	Stubble disking	05/09/96	0.16	1	8
33	Ploughing	09/10/96	0.17	-	30
34	Winter wheat sowing	09/10/96	0.17	1	5

11

Operation no	Name	Date	Mean water content of the tilled layer /g g ⁻¹	Compaction group	Working depth /cm
	Sugar beet harvesting	27/09/90	0.11	3	
	Sugar beet transport	27/09/90	0.11	3	
	Ploughing	09/10/90	0.08	-	30
	Secondary tillage	09/10/90	0.08	1	4
	Winter wheat sowing	09/10/90	0.08	1	4
	Winter wheat harvesting	16/08/91	0.11	3	
	Stubble disking	29/08/91	0.11	1	6
	Ploughing	06/01/92	0.22	-	30
	Secondary tillage	22/04/92	0.18	1	3
	Maize sowing	22/04/92	0.18	2	
	Maize harvesting	15/09/92	0.20	3	
	Chopping	06/10/92	0.20	2	
	Ploughing	12/10/92	0.21	-	30
	Winter wheat sowing	12/10/92	0.21	1	5
	Winter wheat harvesting	06/08/93	0.20	3	
	Ploughing	31/01/94	0.23	-	30
	Secondary tillage	18/04/94	0.20	1	5
	Sugar beet sowing	18/04/94	0.20	2	
	Sugar beet harvesting	23/09/94	0.20	3	
	Sugar beet transport	23/09/94	0.20	3	
	Ploughing	13/10/94	0.17	-	30
	Winter wheat sowing	13/10/94	0.17	1	5
	Winter wheat harvesting	31/07/95	0.15	3	
	Chopping	31/07/95	0.15	2	
	Ploughing	05/12/95	0.22	-	30
	Secondary tillage	22/04/96	0.17	1	4
	Maize sowing	22/04/96	0.17	2	
	Maize harvesting	24/10/96	0.13	3	
	Chopping	24/10/96	0.13	2	
	Ploughing	25/10/96	0.13	-	30
	Winter wheat sowing	25/10/96	0.13	1	6

Plot III

Operation no	Name	Date	Mean water content of the tilled layer /g g ⁻¹	Compaction group	Working depth /cm
1	Maize harvesting	24/09/90	0.15	3	
2	Chopping	25/09/90	0.15	2	
3	Ploughing	10/10/90	0.12	—	
4	Secondary tillage	10/10/90	0.12	1	30
5	Winter wheat sowing	11/10/90	0.12	1	5
6	Winter wheat harvesting	16/08/91	0.10	3	5
7	Stubble disking	29/08/91	0.10	1	
8	Ploughing	07/01/92	0.23	—	8
9	Secondary tillage	04/03/92	0.23	1	30
10	Sugar beet sowing	04/03/92	0.21	2	5
11	Sugar beet harvesting	09/11/92	0.23	3	
12	Sugar beet transport	09/11/92	0.23	3	
13	Ploughing	17/11/92	0.23	—	
14	Winter wheat sowing	17/11/92	0.23	1	30
15	Winter wheat harvesting	06/08/93	0.19	3	5
16	Ploughing	31/01/94	0.22	—	
17	Secondary tillage	14/04/94	0.22	1	30
18	Maize sowing	14/04/94	0.22	2	5
19	Maize harvesting	30/09/94	0.19	3	
20	Chopping	30/09/94	0.19	2	
21	Stubble disking	30/09/94	0.19	1	
22	Ploughing	28/10/94	0.21	—	8
23	Winter wheat sowing	28/10/94	0.21	1	30
24	Winter wheat harvesting	31/07/95	0.11	3	4
25	Chopping	31/07/95	0.11	2	
26	Ploughing	06/12/95	0.21	—	
27	Secondary tillage	11/03/96	0.23	1	30
28	Sugar beet sowing	11/03/96	0.23	2	6
29	Sugar beet harvesting	15/11/96	0.21	3	
30	Sugar beet transport	15/11/96	0.21	3	
31	Ploughing	27/11/96	0.24	—	30
32	Winter wheat sowing	27/11/96	0.24	1	6

Cumulative effects of cropping systems on the structure of the tilled layer in northern France

H. Boizard^{a,*}, G. Richard^b, J. Roger-Estrade^c, C. Dürr^b, J. Boiffin^b

^aINRA, Unité d'Agronomie de Laon-Péronne, F-80200 Estrées-Mons, France

^bINRA, Unité d'Agronomie de Laon-Péronne, Rue Fernand Christ, F-02007 Laon Cedex, France

^cINRA-INAPG, Laboratoire d'Agronomie, BP 01, F-78850 Thiverval-Grignon, France

Abstract

A field experiment was initiated in 1989 in northern France to evaluate the cumulative effects of cropping systems on the structure of the tilled layer of a loamy soil. Three cropping systems involving different crop rotations and cultivations (early or late sowing, early or late harvesting) were compared. The soil structure was evaluated after each winter wheat sowing by a morphological analysis of the ploughed layer. We determined the proportion of highly compacted zones, i.e. the zones with a massive structure and no visible macropores in the soil profile. These zones, defined as Δ zones, result from severe anthropogenic compaction.

The creation of Δ zones depended largely on the soil moisture at the time of field operations and the characteristics of the machinery used. Maximum compaction occurred during harvesting in wet conditions because of high axle loads. In contrast, little compaction was produced by seedbed preparation, which involved lower axle loads and wide tyres. Consequently, changes in soil structure depended to a large extent on the cropping system. However, the proportion of Δ areas was not stable, but fluctuated greatly from one year to the next. Δ zones could quickly disappear from the ploughed layer. We, therefore, detected no irreversible effects on the structure of the ploughed layer, even for the cropping system that produced the highest annual risk of soil compaction.

The combined effects of tillage and climate led to fewer compacted zones in the surface layer. Because this layer was mixed with deeper layers during soil inversion at the next ploughing, this contributed to fewer Δ zones in the whole layer. The loss of Δ zones over the whole cultivated layer could not be explained by this effect alone and the reduction in soil compaction was probably due to the combined effects of loosening by mouldboard ploughing and climatic and soil fauna activities in the ploughed layer below the seedbed. The initial soil structure had a major effect on seedbed fragmentation. When preparing seedbeds in the autumn, the proportion of remaining clods depended greatly on the initial state of the ploughed layer even when using a power rotary harrow. In spring, the number of remaining clods was still dependent on the initial compaction, but they were fewer and no differences were observed between rotary and combination harrows. © 2002 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: Soil structure; Seedbed; Morphological analysis; Soil compaction; Soil tillage; Cropping system

1. Introduction

Northern France is an area of intensive agriculture that has an oceanic climate and loess soils. Crops are grown, sown and harvested using heavy machinery,

* Corresponding author. Tel.: +33-3-22-85-75-12;

fax: +33-3-22-85-69-96.

E-mail address: boizard@mons.inra.fr (H. Boizard).

sometimes in wet conditions. This is especially true when the crop sequence includes maize (*Zea mays* L.) and sugar beet (*Beta vulgaris* L.) and when the farmer's objective is high yields. Sowing is performed as early as possible and harvesting as late as possible to maximise light interception. Under these conditions, the risk of soil compaction is one of the main concerns in this area. The long-term effects of cropping systems on soil structure are not well known, especially the risk of irreversible compaction and its consequences for root distribution, nutrient uptake, seedbed condition and crop establishment.

Most of the field studies that have investigated changes in soil structure with time as a function of cropping system have compared different types of soil management. Soane and Ball (1998) reviewed the most frequently compared types of treatments: shallow vs. deep ploughing, inverting vs. non-inverting tillage, and minimum/zero tillage vs. ploughing. There are also long-term comparisons of field-scale conventional, reduced ground-pressure and zero traffic systems in grassland or arable rotation (Watts and Dexter, 1994; Ball et al., 1997). Other studies have focused on the effect of soil conditions (mainly soil water content) on fragmentation (Eghball et al., 1993) and compaction (see, for instance, the review of Soane and van Ouwerkerk, 1994), often only considering the effect of one operation on changes in soil structure. Finally, a few long-term field trials (Kay et al., 1988; Watts and Dexter, 1994) have compared the cumulative effects on soil structure of crop sequence and scheduling of field operations, in the context of intensive cropping with mouldboard ploughing every year.

In these long-term experiments at field scale, soil structure is generally assessed by its resistance to penetration or by the soil bulk density or by measuring several soil properties like hydraulic conductivity or gas diffusivity. Resistance to penetration depends on the soil moisture at the time of the measurement and is not suitable for analysing changes in soil structure with time. The usual methods used to measure bulk density do not give information on its spatial distribution in the soil layer. Moreover, it is difficult to evaluate the other soil physical properties such as hydraulic conductivity or gas diffusivity at field scale.

We, therefore, carried out a long-term field experiment to analyse changes in soil structure over time and

seedbed conditions under three cropping systems. These systems differed by the crop sequence and the rules for making decisions on sowing and harvesting operations, leading to different soil moisture conditions during field operations. The objectives of this study were: (i) to quantify the compaction caused by the three cropping systems; (ii) to compare the changes in soil structure over time produced by the three cropping systems, with particular attention to the irreversible cumulative effects of compaction; (iii) to assess how seedbed structure depended on the soil conditions (structure, water content) induced by the crop sequence and the scheduling of field operations.

We assessed how soil structure was altered by each field operation and compared the cumulative changes over time between cropping systems by determining the structure of the soil profile under the seedbed each year throughout the experiment (1990–1997) using a morphological description of the ploughed layer (Manichon, 1987). This method visually identifies zones with different degrees of compactness in a soil profile and classifies them from macroscopic features. It allows the in situ observation of soil structure without perturbation due to sampling and sieving, and does not depend on soil water content at the time of observation. Particular attention was paid to the zones with a massive structure and no visible structural porosity. These zones, defined as Δ zones, are associated with the greatest soil compaction under field conditions. Physical measurements made on Δ zone soil samples showed that they had a high cohesion with mainly textural pore space (Fiés and Stengel, 1981; Bruand and Cousin, 1995). The structural porosity of Δ zone fragments was generally $<0.10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (Manichon, 1982; Curmi, 1987; De Leon, 1991). The Δ zones generally form under wheel tracks, when traffic is done in wet conditions causing severe compaction (Richard et al., 1999). These zones are turned into Δ clods when they are broken up during tillage and/or by the action of weather. They disappear when fragmentation is intense enough to turn the Δ clods into fine earth (soil fragments $<1 \text{ cm}$). The proportion of Δ zones and clods in the part of the ploughed layer located under the seedbed can be quantified from measurements of the proportion of the Δ areas identified on the observation face of a soil profile and was proposed as an indicator of the cumulative change in

soil structure (Manichon, 1987). This proportion alone is not sufficient to characterise soil tilth. Thus, we also measured clod and fragment mass-size distribution. Image analysis was used to measure clod size in the part of the ploughed layer under the seedbed. Most of the soil fragments in the seedbed are too small for a proper determination of their internal structure. The seedbed structure was determined by sieving to assess fragment mass-size distribution.

2. Materials and methods

2.1. Experimental design

The field trial was initiated in 1989 in northern France (Estrees-Mons, 50°N latitude, 3°E longitude, 85 m elevation). The soil was a silt loam (Luvisol Orthique, FAO classification: 0.19 g g⁻¹ clay; 0.74 g g⁻¹ silt; 0.05 g g⁻¹ sand; 0.017 g g⁻¹ organic matter; 5 g kg⁻¹ CaCO₃) and had a pH of 7.6. Soil water contents at -10, -50, -100 and -1500 kPa were 0.252, 0.213, 0.164 and 0.083 g g⁻¹, respectively. Water content at field capacity, measured during winter in field 2–3 days after excess water had drained away, was 0.24 g g⁻¹ (Hillel, 1971). The average annual air temperature is 9.6 °C and the annual rainfall is 667 mm.

Three cropping systems were established to obtain a wide range of soil compaction intensity while respecting the main agricultural conditions of the area: possible crops and rotations, equipment and time schedule for field operations. The rotation in cropping system I was pea (*Pisum sativum* L.)/winter wheat (*Triticum aestivum* L.)/winter rapeseed (*Brassica napus* L.)/winter wheat. Sowing and harvesting were always carried out in summer or early autumn, i.e. during the dry period of the year, except for pea sowing. The rotation in cropping systems II and III was sugar beet/winter wheat/maize/winter wheat. Cropping system II was managed so as to avoid as far as possible wet conditions during sowing and harvesting of the three crops. In contrast, cropping system III was managed so as to maximise light interception by sugar beet and maize canopies without taking into account any possible severe compaction during traffic: sugar beet and maize were sown in early spring and harvested in late autumn, during wet

periods of the year. Thus, the sowing dates of wheat were later in cropping system III than in cropping systems I and II, where they were very similar. The harvesting dates of wheat were similar whatever the system was.

The rules for decision making in each cropping system (Table 1) were built to combine crop physiology requirements and soil workability. Ploughing was permitted for 0.08 g g⁻¹ < water content < 0.27 g g⁻¹ in the ploughed layer. Sowing dates were chosen depending on both the physiology of the crops involved and the soil water content at the time of the field operation. The rules made secondary tillage and sowing possible when the water content in the 0–10 cm layer was lower than 0.25 g g⁻¹. Severe compaction during secondary tillage could be avoided for water content < 0.20 g g⁻¹ in the 0–10 cm layer and < 0.22 g g⁻¹ in the 10–20 cm layer. These reference values were obtained during preliminary experiments. The rules for making decisions at harvesting dates depended on both crop maturity and soil trafficability. Maize, rapeseed, peas and winter wheat were harvested at crop maturity without taking into account soil compaction. Differences in the harvesting dates of maize were due to differences in the dates of maturity of the two cultivars chosen for systems II and III. The harvesting dates of sugar beet were the first and last harvesting dates on the experimental farm according to the requirements of the sugar processing plant.

Each crop of each cropping system was grown every year, giving 12 plots replicated in two blocks (total of 24 plots). The mean plot area was 0.40 ha (80 m × 48 m rectangles) and allowed traffic patterns of machinery similar to those found on commercial farms.

The main characteristics of the machinery used are shown in Table 2. Each plot underwent mouldboard ploughing every year to a depth of 30 cm. Seedbed preparation was performed with a combination harrow for sugar beet, maize and rapeseed, and combined with sowing for winter wheat and pea (Table 2). The mean depth of the seedbed layer was 5.5 cm, varying from 3 to 9 cm. The mean depth of stubble tillage carried out every year after maize, pea and rapeseed was 8 cm, varying from 6.5 to 10 cm. The equipment used for the cultivation operations differed greatly in terms of machinery weight (4.5–16.5 Mg), tyre width (0.30–0.70 m)

Table 1
Rules for decision making

Operation	Crop	System	Rules for making decisions	
			Possible date from	Agronomic rule
Sowing	Pea	I	1 February	$w \leq 0.25$ in the 0–10 cm layer ^a
Sowing	Sugar beet	III	1 March	$w \leq 0.25$ in the 0–10 cm layer
		II	20 March	$w \leq 0.20$ in the 0–10 cm layer and ≤ 0.22 in the 10–20 cm layer
Sowing	Maize	III	1 April	$w \leq 0.25$ in the 0–10 cm layer
		II	20 April	$w \leq 0.20$ in the 0–10 cm layer and ≤ 0.22 in the 10–20 cm layer
Sowing	Rapeseed	I	25 August	$w \geq 0.08$ in the 0–30 cm layer
Sowing	Winter wheat	I	10 October	$w \geq 0.08$ in the 0–30 cm layer and $w \geq 0.27$ in the 0–30 cm layer whatever the system
		II	10 October	
		III	10 October	
Harvesting	Pea	I	At crop maturity	$w \leq 0.27$ in the 0–30 cm layer whatever the crop or system
	Rapeseed	I	At crop maturity	
	Winter wheat	I, II, III	At crop maturity	
Harvesting	Maize	II	At crop maturity of the early cultivar	$w \leq 0.27$ in the 0–30 cm layer
		III	At crop maturity of the semi-early cultivar	$w \leq 0.27$ in the 0–30 cm layer
Harvesting	Sugar beet	II	20 September	At the first harvesting date on the farm and $w \leq 0.27$ in the 0–30 cm
		III	10 November	At the last harvesting date on the farm and $w \leq 0.27$ in the 0–30 cm

^a w : Soil water content at the time of field operation (g g^{-1}).

and inflation pressure (70–300 kPa), leading to a wide range of ground pressures, as evaluated with the model proposed by O'Sullivan et al. (1999). Working widths were also very different from one operation to the others (2.7–5.4 m), leading to a wide variation in the percentage of the experimental plot covered by wheel tracks (11–44%). The location of the wheel tracks was recorded after each field operation on a transect over the plot width. The working depth was measured by digging a pit perpendicular to the tillage direction after each tillage operation (3 m wide at sowing and 1 m wide at stubble tillage). The tilled layer was delimited visually and its thickness was measured every 10 cm laterally. Soil water content was measured for each field operation by taking samples every 0.05 m to a depth of 0.3 m in the ploughed layer (four replicates per plot, weighed and dried 24 h at 105 °C).

2.2. Soil structure characterisation

The structure of the ploughed layer was assessed on a vertical surface of a 3 m wide \times 0.8 m deep soil profile, which corresponded to the working width at seedbed preparation, dug perpendicular to the tillage direction for each plot (Fig. 1). A total of 24 soil profiles were examined each year. The profile pit was randomly located in the plot, but positioned to include a 1.50 m wide region without any wheel tracks from ploughing. The Δ zones, which have specific features: no visible macropores, a massive structure and a smooth breaking surface, were picked out in slight relief on the observation surface using a knife. The surface was photographed from a distance of 1 m using a low distortion lens (Nikkon, 50 mm), with photographs taken every 6.5 cm in lateral direction. This allowed stereometric interpretation of the pictures from which the Δ

Table 2
Main characteristics of the equipment used

Operation	Crop	Tractor type	Tool characteristics	Total weight (tractor and tool) (Mg)	Maximum tyre width (m)	Maximum tyre inflation pressure (kPa)	Mean soil pressure (kPa) ^a	Compaction group	Observed working width (m)	Soil area covered by wheel tracks (%)
Chopping	Maize	Case IH 1056	Chopping machine	8.2	0.45	200	65–80	2	4.0	22
Stubble discing	Pea and rapeseed	Case IH 956	Disc	7.5	0.65	70	50–60	1	3.4	38
Mouldboard ploughing	All crops	Case IH 1056	4-bottom mouldboard plough (0.41 m)	6.5	0.45	200	—	—	1.64	27
Seedbed preparation	Sugar beet, maize and rapeseed	Case IH 956	Combination harrow	6.5	0.65	70	50–60	1	2.95	44
Combined seedbed preparation and sowing	Wheat and pea	Casac IH 956	Rotary harrow and seeder	8	0.65	70	50–60	1	2.95	44
Sowing	Rapeseed	Renault 851.4	12 row seeder	5.5	0.30	220	80–90	2	5.4	11
Sowing	Sugar beet	MF 575	12 row seeder	5	0.30	220	80–90	2	5.4	11
Sowing	Maize	Fiat 780	6 row seeder	4.5	0.40	220	70–90	2	4.8	17
Harvesting	Wheat, pea, and rapeseed	—	MB8060, MBTX34	15	0.70	200–250	80–100	3	4.9	29
Harvesting	Maize	—	Axial FL 1460	—	—	—	—	—	—	—
Harvesting	Sugar beet	—	Matrot (six row harvester)	15	0.60	200–250	90–110	3	4.0	35
Transport ^c	Sugar beet	Case IH 1056 and case IH1055	8-Mg trailer	16.5 ^d	0.45	300	100–110	3	2.7	44 ^b
Transport ^c	Sugar beet	Case IH 1056 and case IH1055	8-Mg trailer	16.5 ^d	0.45	300	100–110	3	2.7	33 ^b

^a Calculated from O'Sullivan et al. (1999) as a function of axle load, tyre width, diameter and inflation pressure.
^b Mean surface area affected by wheel tracks at harvesting or by wheel tracks at transport or both tracks at harvesting and at transport was estimated to be 65%.
^c Traffic of trailers on experimental field occurred only during sugar beet harvesting.
^d When fully loaded.

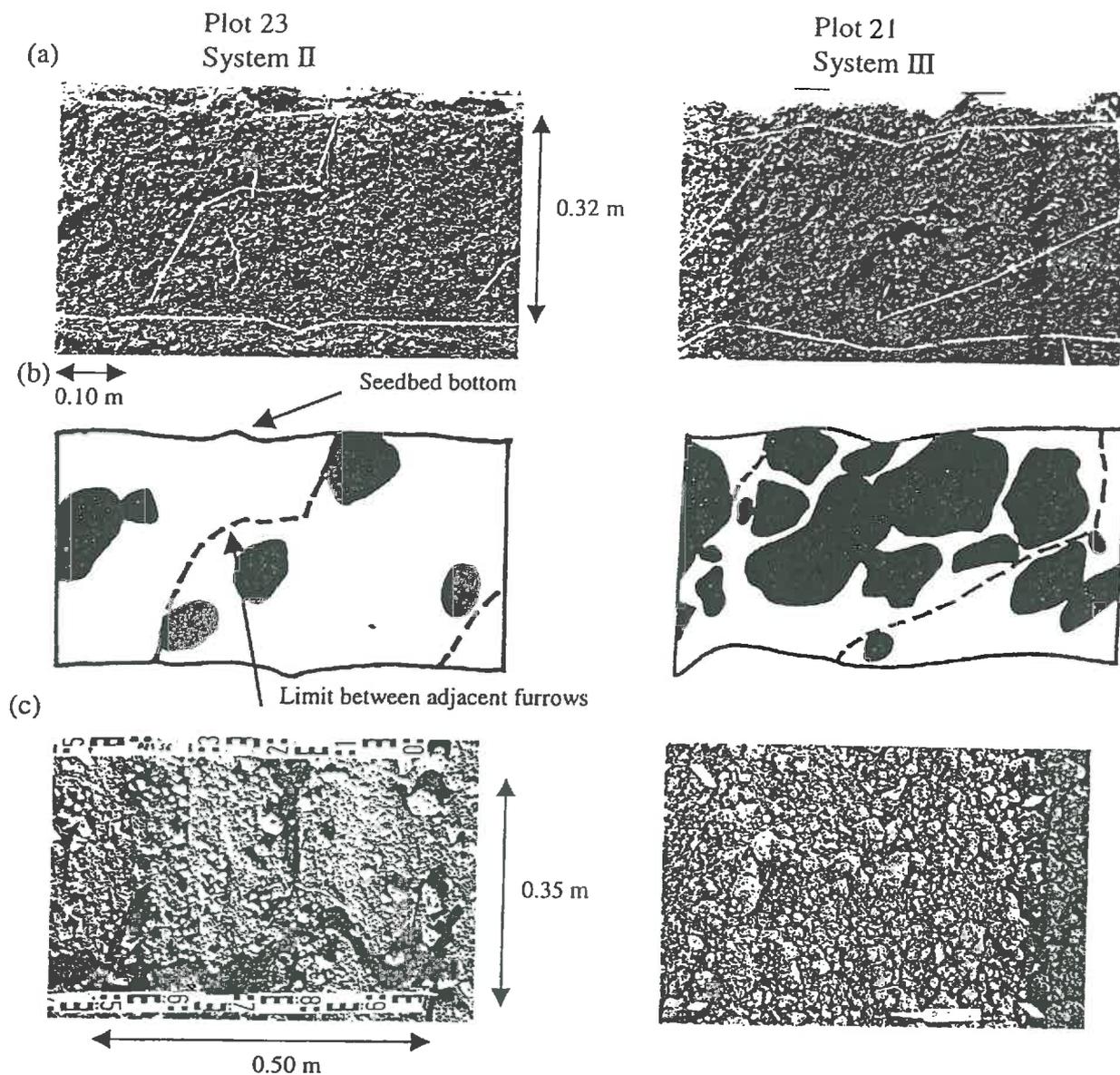


Fig. 1. The soil structure of the tilled layer at winter wheat sowing in two plots in autumn 1990: (a) picture of the soil profile under the seedbed; (b) map of the Δ areas deduced from this picture by stereoscopic interpretation; (c) picture of the soil surface corresponding to the same plot.

zones were delimited by hand. Figs. 1a and b show a soil profile after sowing, and the map of the Δ areas deduced from this picture. The maps were digitised for image analysis with Visilog software (Noesis Vision), so as to localise Δ zones and quantify their areas and Feret diameters. Procedure including both a manual

delimitation and image analysis was preferred to thresholding the digitised image because of the low contrast in colour between Δ zones and no Δ zones (Coulomb, 1991). The Feret diameter of each zone, which is the length of the projection for a given direction, was calculated for the directions 0–180° with calculations

made every 10°. The size of each Δ zone was estimated by the largest Feret diameter of the zone. The proportion of soil in the ploughed layer having a Δ structure was calculated in the area of the ploughed layer under the seedbed outside the part of the field rolled by any wheel since ploughing, i.e. exempt from any compaction since ploughing, in order to analyse the cumulative effects of cropping on soil structure. This evaluation was done on the plots cropped with wheat because this crop was grown every 2 years in all the treatments. The initial proportion of Δ areas in the whole experimental field was measured after the 1990 crops were sown. This proportion was 0.185. We evaluated the spatial variations in the proportion of the Δ area within the same plot by analysing nine profiles in one plot of cropping system III in 1994. The coefficient of variation was 22%. This value was used as an estimate of the precision of the measurements.

The above method was not used for seedbed structure analysis because most of the soil fragments in the seedbed were too small for a proper determination of their internal structure and sieving such small fragments is less disturbing than sieving the underlying ploughed layer. Seedbed structure was determined by the fragment mass-size distribution. Seedbed soil samples were taken after each crop sowing from 0 to 6 cm depth in the region without wheel tracks since the last ploughing operation. Four 20 cm \times 20 cm \times 6 cm samples were collected. Soil samples were air-dried and sieved by a gently shaking machine (30 s, 150 shakes/min, 3 mm amplitude). The fraction of the total sample weight in each size range (<2 mm and >2 cm) was measured.

2.3. Estimation of creation and loss of Δ zones

Soil compaction during each field operation was defined by the proportion of Δ zones created under wheel tracks. This value was estimated by the empirical relationship (Roger-Estrade et al., 2000) between the relative area of Δ zones created during traffic (A) and the soil water content at the time of traffic (w) for a given field operation (i):

$$A_i(w) = \frac{ld}{l_{\max,i}d_{\max}} = \frac{(W_f(w) - W_0)(W_d(w) - W_0)}{(W_f - W_0)(W_d - W_0)} \quad (1)$$

with

$$W_f(w) = W_0 \text{ if } w \leq W_0, W_f(w) = w \text{ if } W_0 \leq w \leq W_f, W_f(w) = W_f \text{ if } w \geq W_f$$

$$W_d(w) = W_0 \text{ if } w \leq W_0, W_d(w) = w \text{ if } W_0 \leq w \leq W_{fd}, W_d(w) = W_{fd} \text{ if } w \geq W_{fd}$$

l is the width of the Δ zone, d the depth of the Δ zone, $l_{\max,i}$ the maximum tyre width (cm) of the equipment (Table 1) and d_{\max} the ploughing depth (30 cm).

W_0 corresponded to the soil water content below which no Δ zone is created under the wheel ($A_i(w) = 0$ for $w \leq W_0$). W_f corresponded to the soil water content beyond which the width of the Δ zone was equal to the maximum tyre width (l_{\max}). W_{fd} corresponded to the soil water content beyond which the depth of the Δ zone reached ploughing depth (d_{\max}). Therefore, $A_i(w) = 1$ when $w \geq W_{fd}$ and $w \geq W_f$. The field operations performed during this experiment were classified into three compaction groups, defined on the basis of the ground pressure at the tyre/soil interface (front and rear wheels), calculated using the model of O'Sullivan et al. (1999) (Table 1). Roger-Estrade et al. (2000) calibrated the three parameters W_0 , W_f and W_{fd} for each compaction group (Table 3).

We calculated an annual compaction intensity index (ACI_n) to describe the compaction caused each year in each experimental plot by the three cropping systems. We added the areas of Δ zones created by the two main wheels of each piece of equipment used for each field operation relative to the area of the soil profile impacted by this operation, which depended

Table 3
Threshold soil water content values of the compaction submodel (Eq. (1), from Roger-Estrade et al., 2000)

Compaction group ^a	W_0 (g g ⁻¹)	W_f (g g ⁻¹)	W_{fd} (g g ⁻¹)	W_{25} (g g ⁻¹) ^b
1	0.22	0.26	0.28	0.25
2	0.17	0.22	0.27	0.21
3	0.15	0.21	0.25	0.19

^a Compaction groups 1, 2 and 3 refer to the identification shown in Table 2.

^b Soil water content for which the proportion of Δ areas created under wheel tracks was 0.25.

on the working width, leading to the following formula:

$$ACI_n = \sum_{i=1}^p \frac{2l_{\max,i}A_i(w_i)}{L_{w,i}} \quad (2)$$

where w_i is the water content of the 0–30 cm layer measured at the i th field operation and $L_{w,i}$ the working width of the i th field operation (Table 1). The field operation number 1 ($i = 1$) corresponds to the first field operation after the harvesting of the precedent crop, the last field operation ($i = p$) corresponds to harvesting. We did not take ploughing into account because, as two wheels of the tractor roll on the plough pan, most of the compaction forces affect the subsoil. Pesticide and fertiliser applications were also not taken into account because they were always located at the same place in the plot where no observations were made.

We calculated the proportion of Δ areas in year n ($P\Delta_n$) as a function of the proportion of Δ areas in year $n - 1$ ($P\Delta_{n-1}$), assuming that the loss of Δ zones during a whole cultural year, between two successive crop sowings, occurred only from the surface layer of the ploughed horizon during seedbed or stubble tillage and under the influence of climate using the formula:

$$P\Delta_n = \left(1 - \frac{d_{st}}{d_{\max}}\right) P\Delta_{n-1} \quad (3)$$

where d_{st} is the maximum depth (cm) of seedbed preparation or stubble tillage during the year $n - 1$.

This calculation was made on experimental plots where no Δ zones were created during the year $n - 1$ ($ACI_{n-1} = 0$).

3. Results

3.1. Changes in soil structure over time

Fig. 2 shows the change in the proportion of Δ areas over time in the ploughed layer (outside any wheel tracks and under the seedbed) that was measured after each winter wheat sowing. The change with time in the proportion of Δ areas first depended on the cropping system, but there were also significant differences between plots associated with the preceding crop in

systems II and III. The proportion of Δ areas in cropping system I remained close to the initial value between 0.07 and 0.25 (Fig. 2a). The nature of the preceding crop, rapeseed or pea, had no effect on the proportion of Δ areas in the following wheat. The increase in Δ areas observed in 1994 was surprising and could be only explained by ploughing carried out in 1993 in very wet conditions likely to create Δ zones. In contrast, the mean proportion of Δ areas in cropping system III tripled between 1990 and 1994 (Fig. 2c). The proportion of Δ areas then decreased from 1994 to 1996 towards a value only slightly higher than the initial value, and increased again during the last 2 years of the experiment. The preceding crop significantly influenced the proportion of Δ areas. For example, the proportion of Δ areas increased in 1994 after sugar beet, but decreased slightly after maize. The proportion of Δ areas in cropping system II was intermediate between that of cropping systems I and III (Fig. 2b). A decrease in the proportion of Δ areas occurred first between 1990 and 1992, as in system I. There was then a significant increase in 1993, as in system III, but the maximum value reached was only twice the initial value. The proportion of Δ areas remained stable until 1996, and decreased in 1997 and 1998, when it reached values similar to those of system I.

Fig. 3 shows changes in the size of Δ clods, calculated with largest Feret diameter, as a function of the proportion of Δ areas measured at winter wheat sowing in the three cropping systems. The proportion of Δ areas with a small diameter (<10 cm) was low and stable (~ 0.10), whatever the proportion of the whole Δ areas (Fig. 3a). The proportion of Δ areas with intermediate diameter (10–20 cm) was always lower than 0.30 (Fig. 3b). Therefore, high proportions of Δ areas were associated with large diameter of Δ zones: >20 cm (Fig. 3c).

3.2. Creation of Δ zones at the time of field operation

Decision-making rules for field operations, which were based on crop physiology and soil water status (Table 1), led to a wide range of dates for sowing and harvesting (Table 4). Differences in sowing dates in spring, between cropping systems II and III were about 3 weeks for sugar beet and maize. Differences in harvesting dates, in autumn, between cropping

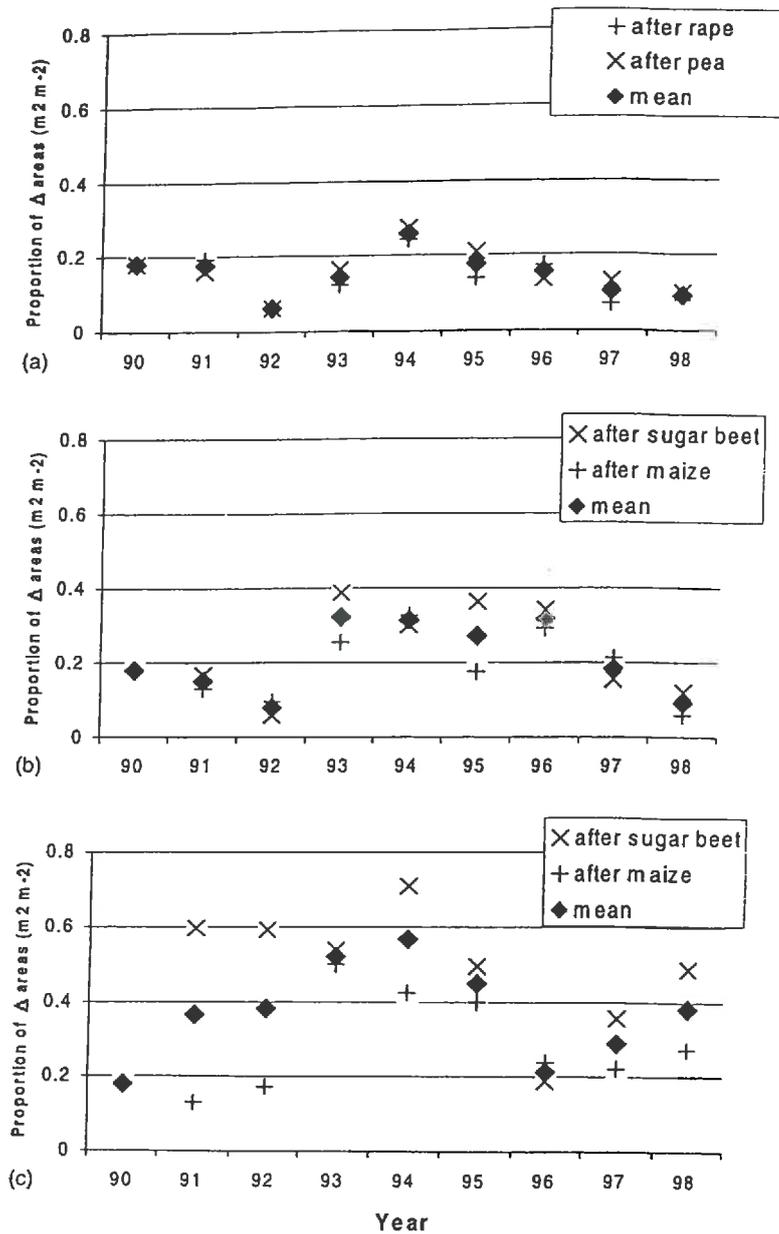


Fig. 2. Change in the proportion of Δ areas over time at winter wheat sowing in: (a) system I; (b) system II; (c) system III. The proportion of Δ areas was calculated in the part of the ploughed layer without cultivation and without wheel tracks after ploughing. Each point is the mean of two replicates.

systems II and III were about 7 weeks for sugar beet and 2 weeks for maize. Winter wheat was mainly sown in October at similar dates in cropping systems I and II, while it was sown in November in cropping

system III. Winter wheat was harvested in summer at the same date in the three cropping systems. The soil water content at each field operation varied greatly, whatever the season and the cropping system (Table 4).

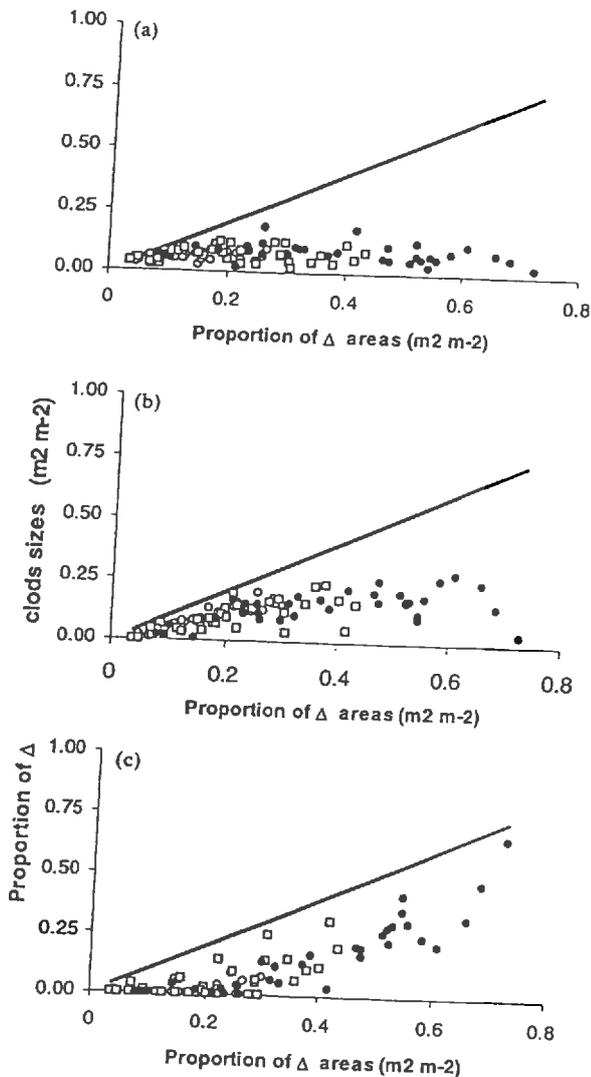


Fig. 3. Proportions of Δ clods sizes of (a) <10 cm, (b) 10–20 cm and (c) >20 cm in the part of the ploughed layer without cultivation and without wheel tracks after ploughing as a function of the proportion of cumulated Δ areas in this part of the soil layer for the three cropping systems: ((\circ) cropping system I; (\square) cropping system II; (\bullet) cropping system III).

Harvesting and sowing could be performed in dry and wet conditions, except for the spring sowing of pea, sugar beet and maize, which never occurred in dry conditions.

The effects of variations in soil water content on soil compaction are shown in Fig. 4. We calculated the frequency, over the 8 years of experimentation,

leading to: (i) the absence of Δ zones under wheel tracks or (ii) the creation of Δ structures under wheel tracks occupying <0.25 or >0.25 of the soil volume. This calculation was based on comparing the soil water content, measured at each field operation during the 8 years, and two threshold values of soil water content at traffic: W_0 (no creation of Δ zone) and W_{25} (creation of Δ structure over 0.25 of the soil volume under the wheels) using Eq. (1) (Table 3). Whatever the crop and the cropping system, compaction frequently occurred at harvesting, even for summer harvesting of wheat, peas and rapeseed. The proportion of Δ zones created at sugar beet harvesting in cropping system III was >0.25 for most of the years. In contrast, a few Δ zones were created at seedbed preparation in any of the systems. The use of a tractor equipped with wide rear tyres at a low inflation pressure greatly limited the risk of compaction at seedbed preparation, even in very wet conditions. Compaction also occurred frequently at rapeseed, sugar beet or maize sowing. Conversely, the use of a tractor equipped with narrow rear tyres at high inflation pressure led to the risk of compaction at maize and sugar beet sowing, even if only a small part of the soil surface was affected (less than 20%, Table 2). It was mainly the change in soil conditions at harvesting, when the highest axle load was used, that caused the differences in the mean annual creation of Δ zones between the three cropping systems. The change in harvesting date for sugar beet caused the greatest difference in the mean annual creation of Δ zones.

At the cropping system scale, the mean annual proportion of Δ areas created in the ploughed layer was 0.06 per year in cropping system I (Table 5). The mean annual proportion of Δ areas was 0.21 per year in cropping system III, about four times that of cropping system I. The mean proportion of Δ areas was 0.11 per year in cropping system II, about two times that of cropping system I. This range of overall compaction intensity per year produced by the three cropping systems was associated with a great variation in the mean annual proportion of Δ areas created between crops and years. The mean proportion of Δ areas created under wheat, pea and rapeseed crops during the 8 years of the experiment was low and similar (0.06 per year) regardless of cropping system. Hence, cropping system I produced few Δ areas. The mean proportion of Δ areas created under maize was

Table 4
Dates and soil water contents of the cultural operations in each cropping system

System	Operation ^a	Crop	Observed dates		Water content at the time of operation (0–30 cm layer)		
			Earliest date	Latest date	Mean ^b	Minimum	Maximum
I	Ploughing	Pea	21 November	31 January	0.236	0.206	0.265
	Ploughing	Rapeseed	28 August	8 September	0.177	0.089	0.235
	Ploughing	Winter wheat	8 October	20 October	0.173	0.084	0.239
	Sowing	Pea	23 February	22 March	0.227	0.202	0.240
	Sowing	Rapeseed	29 August	8 September	0.171	0.074	0.235
	Sowing	Winter wheat	8 October	20 October	0.173	0.084	0.239
	Harvesting	Pea	19 July	6 August	0.131	0.056	0.264
	Harvesting	Rapeseed	17 July	1 August	0.159	0.082	0.197
	Harvesting	Winter wheat	26 July	16 August	0.136	0.059	0.207
	Stubble discing	Pea, rapeseed or winter wheat	20 July	13 September	0.137	0.056	0.238
II	Ploughing	Maize	21 November	31 January	0.233	0.167	0.269
	Ploughing	Sugar beet	21 November	31 January	0.231	0.167	0.265
	Ploughing	Winter wheat	9 October	25 October	0.165	0.079	0.253
	Sowing	Sugar beet	25 March	18 April	0.199	0.172	0.226
	Sowing	Maize	22 April	6 May	0.189	0.163	0.214
	Sowing	Winter wheat	9 October	25 October	0.165	0.079	0.253
	Harvesting	Sugar beet	22 September	27 September	0.148	0.061	0.229
	Harvesting	Maize	15 September	24 October	0.172	0.075	0.231
	Harvesting	Winter wheat	26 July	16 August	0.130	0.052	0.205
	Chopping	Maize	3 October	18 October	0.162	0.075	0.234
Stubble discing	Maize or winter wheat	27 August	8 October	0.174	0.102	0.231	
III	Ploughing	Maize	21 November	31 January	0.228	0.167	0.248
	Ploughing	Sugar beet	21 November	31 January	0.232	0.167	0.265
	Ploughing	Winter wheat	9 October	29 November	0.196	0.091	0.256
	Sowing	Sugar beet	4 March	28 March	0.223	0.200	0.251
	Sowing	Maize	1 April	14 April	0.205	0.166	0.252
	Sowing	Winter wheat	20 October	29 November	0.196	0.091	0.256
	Harvesting	Sugar beet	9 November	22 November	0.215	0.136	0.248
	Harvesting	Maize	24 September	4 November	0.189	0.133	0.246
	Harvesting	Winter wheat	26 July	16 August	0.125	0.052	0.206
	Chopping	Maize	3 October	4 November	0.176	0.111	0.246
Stubble discing	Maize or winter wheat	27 August	4 November	0.178	0.102	0.246	

^a Seedbed preparation and sowing were combined in one operation for wheat and pea using a rotary harrow and a seeder, and separated but performed on the same day for the other crops.

^b Mean standard deviation of soil water content was 0.006.

0.15 per year in cropping system II and 0.23 per year in cropping system III, with a great variation between years (0–0.39 in cropping system II; 0.01–0.54 in cropping system III). The mean proportion of Δ areas in cropping system II created under sugar beet was similar to that created under maize. It was the sugar beet in cropping system III that caused the highest proportion of Δ areas, with the greatest variation between years (0.11–0.78).

3.3. Losses of Δ zones over time in the ploughed layer

We analysed the changes in the areas of Δ zones, at year n , in a selection of plots where no new compaction could have occurred since ploughing at year $n - 1$ to study the loss of compacted zones in the ploughed layer and its possible causes. The proportion of compacted zones at year n was usually lower than the

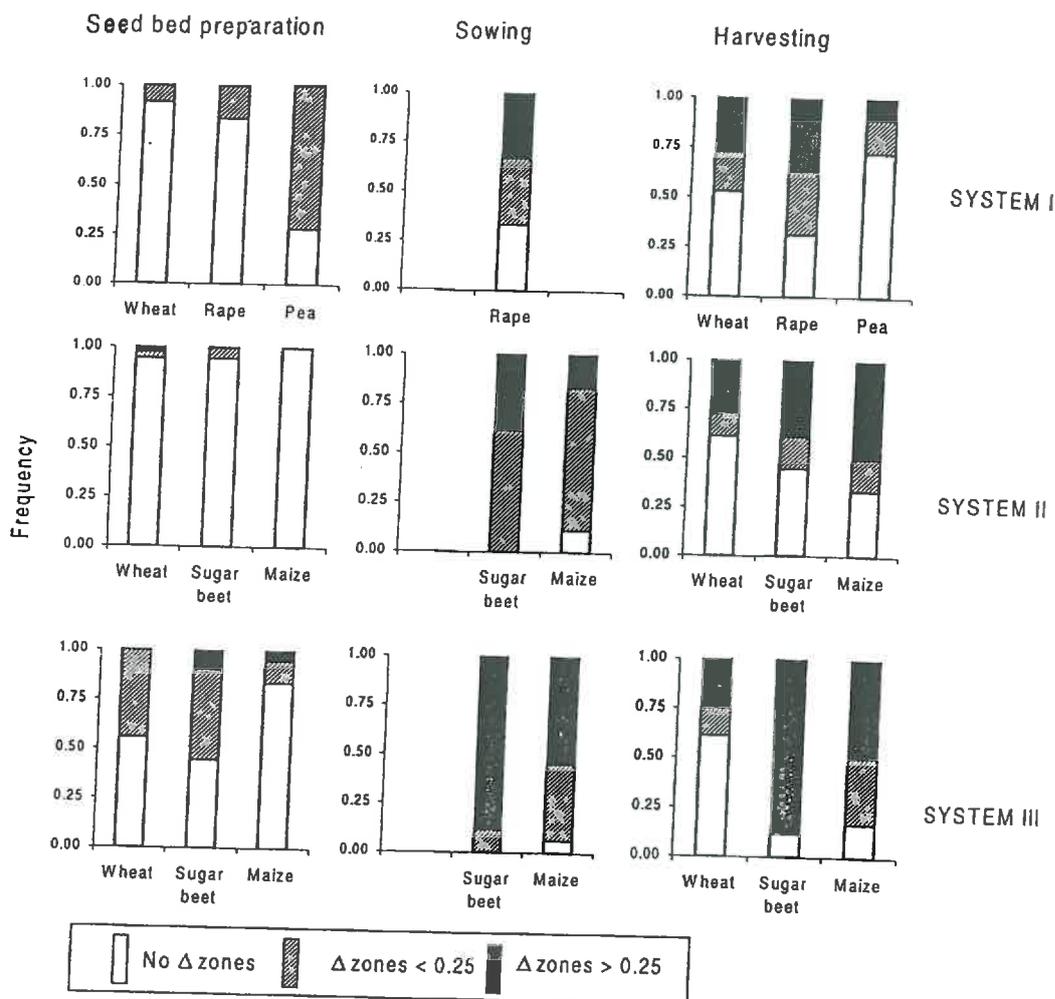


Fig. 4. Relative frequency, over the 8 years of experimentation of the absence of Δ zones under wheel tracks or the creation of Δ zones under wheel tracks occupying <0.25 or >0.25 of the soil volume, at seedbed preparation (which was combined with sowing for wheat and pea), sowing (only for rapeseed, sugar beet and maize) and harvesting.

Table 5
Proportion of Δ zones per plot created by wheeling, calculated using Eqs. (1) and (2)

Year	System I			System II			System III		
	Winter wheat	Rapeseed	Pea	Winter wheat	Maize	Sugar beet	Winter wheat	Maize	Sugar beet
1990	0.01	0.00	0.03	0.05	0.02	0.01	0.00	0.01	0.65
1991	0.00	0.10	0.05	0.00	0.02	0.04	0.02	0.06	0.44
1992	0.13	0.12	0.31	0.09	0.25	0.51	0.10	0.21	0.51
1993	0.09	0.04	0.00	0.11	0.28	0.13	0.10	0.42	0.39
1994	0.01	0.09	0.02	0.00	0.22	0.29	0.02	0.20	0.66
1995	0.00	0.05	0.02	0.00	0.39	0.31	0.00	0.35	0.11
1996	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.44
1997	0.16	0.11	0.04	0.12	0.00	0.03	0.17	0.54	0.78
Mean \pm S.D. per crop	0.05 \pm 0.07	0.06 \pm 0.05	0.06 \pm 0.10	0.05 \pm 0.05	0.15 \pm 0.16	0.17 \pm 0.18	0.05 \pm 0.06	0.23 \pm 0.18	0.50 \pm 0.19
Mean \pm S.D. per system	0.06 \pm 0.07			0.11 \pm 0.14			0.21 \pm 0.24		

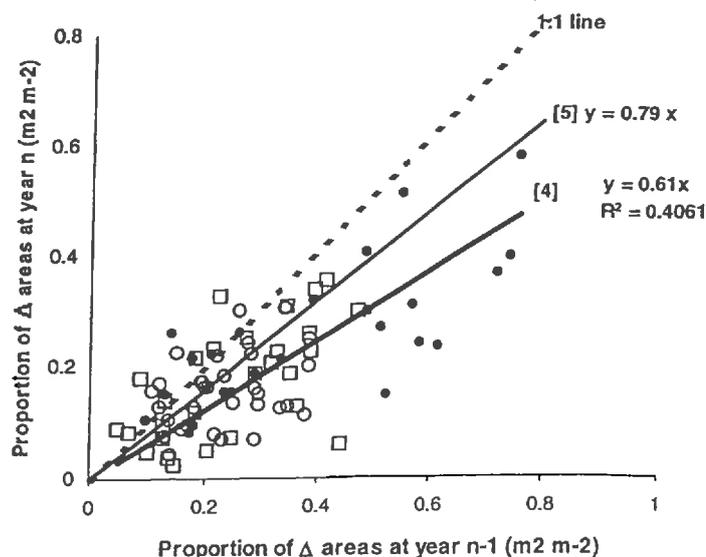


Fig. 5. Relationship between the proportion of Δ areas in the ploughed layer at year $n - 1$ and the proportion of Δ areas in the part of the ploughed layer without wheel tracks after ploughing at year n for the three cropping systems ((\circ) cropping system I; (\square) cropping system II; (\bullet) cropping system III). (4) is the equation of the linear regression between the proportion of Δ areas at year n and the proportion of Δ areas at year $n - 1$. (5) is the equation calculated assuming that all Δ zones are destroyed during the year in the zone influenced by secondary or stubble tillage and for a mean depth of 6.4 cm.

initial one in year $n - 1$ (Fig. 5). The slope of the regression equation (4) between the proportion of Δ areas at year n and the proportion of Δ areas at year $n - 1$ was compared to the slope of Eq. (5). Eq. (5) was calculated from Eq. (3) assuming that all Δ clods in the zone influenced by seedbed or stubble tillage and for the mean depth of tillage (6.4 cm) were destroyed during the year. The slope of Eq. (4) was significantly lower than the slope of Eq. (5) (Student's t -test, $\alpha = 0.05$). This indicated that seedbed and stubble tillage was not the only reason for the fragmentation in the cultivated layer. Other factors, such as ploughing, cracking by wetting and drying cycles or the activity of soil fauna or root growth, must have caused the observed extra decrease in the proportion of Δ zones in the whole tilled layer. We tested the effect of criteria such as soil moisture at ploughing, frost during the winter and the dryness of summer as indicators, but we were unable to identify any single significant factor.

The effect of loosening at secondary tillage was studied for the two types of tools that were used, rotary or combination harrows. Their fragmentation effect was analysed by the proportion of Δ areas in the ploughed layer at the time of cultivation and the water

content of the seedbed layer (Fig. 6). In autumn, the effect of the rotary harrow on the remaining proportion of clods >2 cm and, in contrast, on the proportion of fine earth <2 mm (parts a and b of Fig. 6(A)), was strongly correlated with the initial compaction of the ploughed layer. It was not possible to analyse the effects of the soil water content at cultivation in autumn separately as the preceding crop harvest was very close to the following crop sowing and caused a non-random distribution of the soil water content according to the initial compaction. In spring, there were fewer remaining clods than in autumn, whatever the type of harrow (part a of Fig. 6(B) and (C)). This indicated that the tilled soil layer was more fragile in spring, after the effects of winter on the surface layer, than in autumn when secondary tillage immediately followed ploughing. As a result a lower energy input was needed for fragmentation in spring. The proportions of clods and fine earth in spring depended on the soil water content at cultivation time. The proportion of fine earth was lower and the proportion of clods was higher at high water contents (parts a and b of Fig. 6(C)), probably because of increased coalescence between aggregates.

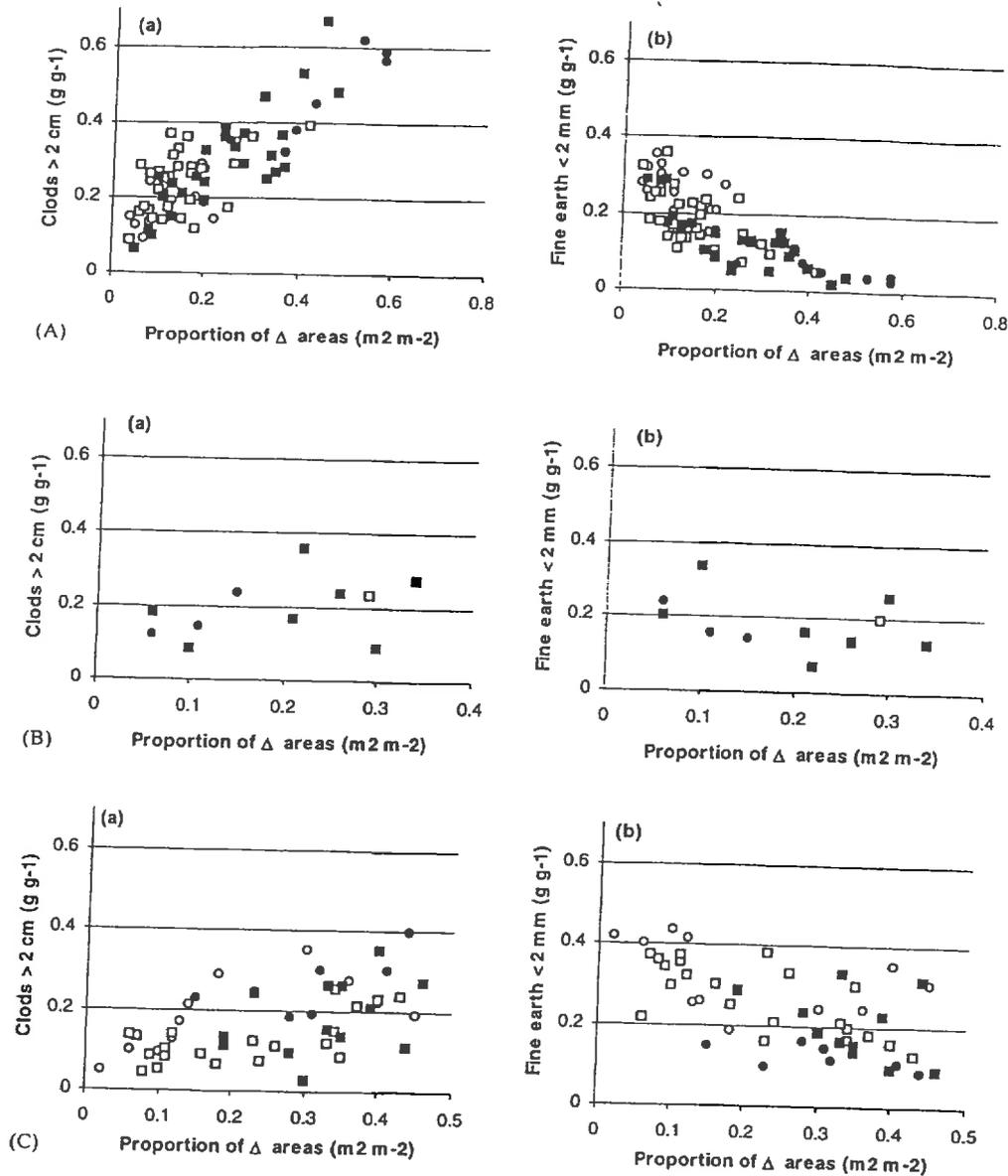


Fig. 6. Changes in the proportions of: (a) clods >2 cm and (b) fine earth <0.2 mm according to the initial proportion of Δ zones in the zone of the ploughed layer without wheel tracks and for several types of secondary tillage: (A) rotary harrow in autumn, (B) rotary harrow in spring, and (C) combination harrow in spring. Soil water contents at the time of secondary tillage were: (○) 0–0.15; (□) 0.15–0.19; (■) 0.19–0.23; (●) 0.23–0.26 g g^{-1} . Standard deviation was 0.059 for clods >2 cm and 0.034 for fine earth <0.2 cm.

4. Discussion and conclusions

The morphological approach we used to characterise soil structure allowed us to quantify its changes in space and time as a function of the cropping system used. Soil structure was defined by the proportion of

severely compacted zones, Δ zones, and their size. This indicator is well adapted to studies of soil structure dynamics under conventional tillage because it takes into account the spatial variations produced by tillage and wheeling. The three cropping systems led to varying soil water contents at the time of field

operations. This caused large differences in the area and size of the severely compacted zones. The calculated mean annual creation of Δ zones was 0.06 per year for cropping system I, 0.11 per year for system II and 0.21 per year for system III. These values were linked to the average proportion of Δ areas observed in each cropping system over the entire 8 years of the experiment: these were 0.15 for cropping system I, 0.22 for system II and 0.40 for system III. The Δ zones were created by compaction during traffic mainly during harvesting, even for crops harvested in summer. In contrast, the use of a tractor with wide tyres and low inflation pressure at seedbed preparation greatly limited compaction, even under wet conditions. These results are consistent with those of Soane et al. (1981) and Hakansson et al. (1988). The sugar beet crop produced the greatest difference in soil compaction intensity because it was harvested in the wettest conditions and the proportion of the field area covered by wheel tracks was the highest in the whole experiment (65%).

Our results also show sharp changes in the structure of the ploughed layer over time, particularly in cropping systems where compaction was great. The proportion of Δ areas was never stable. The severely compacted zones could appear and disappear from the ploughed layer in few years (≤ 2), so that there was no irreversible effect on the structure of the ploughed layer. The great variation in the proportion of Δ areas results from the complex balance between creating Δ zones by compaction, losing Δ zones by fragmentation, and displacing Δ zones by ploughing:

- The creation of Δ zones varied from one year to the next, whatever the cropping system (Table 5) because of the variation in soil water conditions (Table 4) depending on climatic conditions during the growing seasons. This factor had a major effect on the soil structure. For example, the great increase in Δ zones in systems II and III in 1993 was due to compaction that occurred in 1992. A large decrease in Δ zones in system II in 1996 was linked to the lack of creation of Δ zones in 1995 (Fig. 2 and Table 5).
- The combined effect of tillage and climate led to a loss of compacted zones in the seedbed layer. When preparing seedbeds in autumn, the proportion of clods remaining depended greatly on the initial state

of the ploughed layer, as already observed by Watts and Dexter (1994) and Perfect and Blevins (1997). In contrast to that in spring, after the action of the winter weather on the ploughed layer, we saw no difference between the rotary and combination harrows and there were fewer remaining clods (Fig. 6). Because the seedbed layer is mixed with the deeper layer during soil inversion at the time of ploughing, there are fewer Δ zones in the whole layer. This depends on the action of cultivation: working depth, tool energy and the weather.

- The loss of Δ zones was not limited to the layer affected by seedbed or stubble tillage. The weather (drying/wetting or freezing/thawing cycles) can create cracks and increase the sensitivity of Δ volumes to fragmentation during tillage. Presumably, many Δ zones are lost from the cultivated layer due to the action of roots, soil fauna and weather. This confirms that the long-term reversibility of structure degradation greatly depend on the swelling–shrinkage potential of the soil, and on its texture (Stengel et al., 1984). Our results show that even silty soil shows significant resilience vis-a-vis cumulative compaction. But irreversible compaction must still be envisaged for lower clay contents or other climatic conditions. Lack of better understanding and quantification of the fragmentation process must be considered as major bottlenecks to modelling long-term structure dynamics, designing sustainable tillage systems and defining their areas of application.

Our results show that a morphological approach based on evaluating severely compacted zones is useful for describing the changes in soil structure produced by a cropping system with conventional tillage. From an agronomic point of view, there was no irreversible structural degradation of soil structure with any of the cropping systems. However, the proportion of severely compacted zones in the ploughed layer and the fragment mass-size distribution of the seedbed could be affected for several years after the initial date of soil compaction. Weather also had a significant effect on the structure of this silt loam soil. The soil and weather conditions for which these conclusions are valid must be defined. The influence of changes in structure on crop yield must be analysed taking into account crop and root establishment (Dürr et al., 2001; Tardieu,

1988). We conclude that the soil moisture content at sowing can vary greatly in our area without any deleterious effect, while more attention must be paid to harvesting conditions to maximise light interception.

Acknowledgements

The authors are grateful for the technical assistance of P. Regnier and B. Chauchard, to X. Delsert and P. Regnier for data analysis and the Domaine INRA Mons for maintaining the long-term experiment. The English text was edited by Owen Parkes.

References

- Ball, B.C., Campbell, D.J., Douglas, J.T., Henshall, J.K., O'Sullivan, M.F., 1997. Soil structural porosity, compaction and land management. *Eur. J. Soil Sci.* 48, 593–601.
- Bruand, A., Cousin, I., 1995. Variation of textural porosity of a clay loam soil during compaction. *Eur. J. Soil Sci.* 46, 377–385.
- Coulomb, I., 1991. Analyse quantitative du comportement du sol au labour: rôle de l'état structural initial. Thèse. Institut National Agronomique Paris-Grignon, Paris.
- Curmi, P., 1987. Comportement physique intrinsèque des mottes à macroporosité différente. In: Monnier, G., Goss, M.J. (Eds.), *Soil Compaction and Regeneration*. Balkema, Rotterdam, the Netherlands, pp. 53–58.
- De Leon, F., 1991. Morphologie, propriétés physiques et conditions de formation des éléments structuraux de la couche labourée. Thèse. Institut National Agronomique Paris-Grignon, Paris.
- Dürr, C., Aubertot, J.N., Richard, G., Dubrulle, P., Duval, Y., Boiffin, J., 2001. SIMPLE: a model for simulation of plant emergence. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65, 414–423.
- Eghball, B., Mielke, L.N., Calvo, G.A., Wilhelm, W.W., 1993. Fractal description of soil fragmentation for various tillage methods and crop sequences. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57, 1337–1341.
- Fiés, J.C., Stengel, P., 1981. Densité texturale des sols naturels. I. Méthode de mesure. *Agronomie* 1 (8), 651–658.
- Hakansson, I., Voorhees, W., Riley, H., 1988. Vehicle and wheel factors influencing soil compaction and crop response in different traffic regimes. *Soil Till. Res.* 11, 239–282.
- Hillel, D., 1971. *Soil and water: physical principles and processes*. Physiological Ecology: A series of Monographs, Texts and Treatises. Academic Press, New York, pp. 162–165.
- Kay, B.D., Anger, D.A., Groenevelt, P.H., Baldock, J.A., 1988. Quantifying the influence of cropping system on soil structure. *Can. J. Soil Sci.* 68, 359–368.
- Manichon, H., 1982. Influence des systèmes de culture sur le profil cultural: élaboration d'une méthode de diagnostic basée sur l'observation morphologique. Thèse. Institut National Agronomique Paris-Grignon, Paris.
- Manichon, H., 1987. Observation morphologique de l'état structural et mise en évidence d'effets de compactage des horizons travaillés. In: Monnier, G., Goss, M.J. (Eds.), *Soil Compaction and Regeneration*. Balkema, Rotterdam, the Netherlands, pp. 39–52.
- O'Sullivan, M.F., Henshall, J.K., Dickson, J.W., 1999. A simplified method for estimating soil compaction. *Soil Till. Res.* 49, 325–335.
- Perfect, E., Blevins, R.L., 1997. Fractal characterization of soil aggregation and fragmentation as influenced by tillage treatment. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61, 896–900.
- Richard, G., Boizard, H., Roger-Estrade, J., Boiffin, J., Guérf, J., 1999. Field study of soil compaction due to traffic in northern France: pore space and morphological analysis of the compacted zones. *Soil Till. Res.* 51, 151–160.
- Roger-Estrade, J., Richard, G., Boizard, H., Boiffin, J., Caneill, J., Manichon, H., 2000. Modelling structural changes in tilled topsoil as a function of cropping system. *Eur. J. Soil Sci.* 51, 455–474.
- Soane, B.D., Ball, B.C., 1998. Review of management and conduct of long-term tillage studies with special reference to a 25-year experiment on barley in Scotland. *Soil Till. Res.* 45, 17–38.
- Soane, B.D., van Ouwerkerk, C., 1994. Soil compaction problems in world agriculture. In: Soane, B.D., van Ouwerkerk, C. (Eds.), *Soil Compaction and Crop Production: Developments in Agricultural Engineering*. Vol. 11. Elsevier, Amsterdam, pp. 1–21.
- Soane, B.D., Blackwell, P.S., Dickson, J.W., Painter, D.J., 1981. Compaction by agricultural vehicles: a review. II. Compaction under tyres and other running gear. *Soil Till. Res.* 1, 373–400.
- Stengel, P., Douglas, J.T., Guérf, J., Goss, M.J., Monnier, G., Cannell, R.Q., 1984. Factors influencing the variation of some properties of soils in relation to their suitability for direct drilling. *Soil Till. Res.* 4, 35–53.
- Tardieu, F., 1988. Analysis of the spatial variability of maize root density. I. Effect of wheel compaction on the spatial arrangement of roots. *Plant Soil* 107, 259–266.
- Watts, C.W., Dexter, A.R., 1994. Traffic and seasonal influences on the energy required for cultivation and on subsequent tillage. *Soil Till. Res.* 31, 303–322.

Modeling change in soil compaction due to traffic as function of soil water content

P. DEFOSSEZ^{1*}, G. RICHARD¹, H. BOIZARD², M.F. O'SULLIVAN³

1. Institut National de Recherche Agronomique, Unité d'Agronomie de Laon-Péronne
Rue Fernand Christ, 02007 Laon Cedex, France
2. INRA, Unité d'Agronomie de Laon-Péronne, F-80200, Estrées-Mons.
3. Environmental Division, SAC, Bush Estate, Penuick, Midlodian, EH26 OPH, UK.

*Corresponding author (phone: +333 23 23 64 94, fax: +333 23 79 36 15, email: defossez@laon.inra.fr)

Abstract

In oceanic areas, soil water content is important in making decisions about cultural operation because of its effects on soil compaction by agricultural machines. We report an investigation of the effect of soil water content at wheeling on compaction in the tilled layer. The model of compaction proposed by O'Sullivan et al. (1999) is used to simulate field wheeling experiments conducted in calcareous and loamy soils in the northern France at seedbed preparation for a wide range of soil water contents. The model estimates the dry bulk density under the centerline of a wheel track from tire characteristics and the soil mechanical parameters measured in triaxial tests. The comparison with field data shows that the model can simulate trends observed in the field namely increases in dry bulk density and rut depth with soil water content. An analysis of model sensitivity indicates that quantitative differences between model output and experiment can be attributed to difficulties in assessment of mechanical parameters. They also may be due to omission of lateral displacement in the model.

1 **1 Introduction**

2 Soil compaction by wheeling of agricultural machines is one of the main processes that
3 modifies the structure of cultivated soils and thus affects crop production and the environment
4 (Soane and van Ouwerkerk, 1994). The intensity and frequency of compaction events depend
5 on cropping systems, tillage management and climate (Boizard et al., 2001). Severe soil
6 compaction problems are most likely in those parts of world where highly mechanized
7 agriculture is carried out on land subject to high rainfall. Excessive compaction reduces plant
8 emergence in the seedbed and also impedes plant rooting (Tardieu, 1988; Dürr and Aubertot,
9 2000). It furthers denitrification by decreasing oxygen diffusion (Renault and Stengel, 1994)
10 and leads to reduction in infiltration and, thus, increases runoff risk (Boiffin et al, 1988).

11 Soil water content at wheeling, wheel characteristics and machine loads are major
12 factors that control compaction intensity in the field. In oceanic areas, soil water content is the
13 variable that controls decisions about cultural operations. For a given set of field equipment,
14 the structure of the soil in the tilled layer results from the succession of water content
15 conditions when cultural operations were carried out (Richard et al., 1999).

16 This paper concerns soil compaction modeling based on the knowledge of soil
17 mechanical properties and their variations with soil water content. Different models have been
18 proposed to predict soil compaction (for a review see Défossez and Richard, 2001; Gupta and
19 Raper, 1994). Compaction models describe the decrease of pore space in the zone beneath the
20 wheel and the creation of a rut at the soil surface. They have been used to prevent soil
21 compaction by the choice of suitable equipment e.g. minimization of loads and maximization of
22 the tire-soil contact area (Koolen et al., 1992; O'Sullivan et al., 1999). Nevertheless, once the
23 equipment has been chosen, account must be taken of soil water content at wheeling to prevent
24 soil compaction. That is why soil water content is important in making decisions about cultural

operations by farmers in oceanic area. This paper concerns optimization of soil water content at wheeling to minimize soil compaction in the field using the model COMPSOIL proposed by O'Sullivan et al. (1999). In this paper, we present an evaluation of the model and its sensitivity and compare model predictions with field observations on two sites.

2 Compaction model approach

The model COMPSOIL calculates the dry bulk density profile $\rho_b(z)$, under the centerline of a wheel track and the resulting rut depth. A detailed presentation of COMPSOIL is given in O'Sullivan et al. (1999). COMPSOIL models loading applied by the vehicle at the soil surface, loading propagation through the soil and how soil deforms using soil mechanical properties (Fig. 1).

Firstly, COMPSOIL describes the contact area between the wheel and the soil. The model assumes a circular contact between the wheel and the soil. It uses empirical relationships to predict the contact area as function of vehicle characteristics. Secondly, COMPSOIL gives the distribution of the load over that area and estimates how the stresses applied at wheel-soil interface propagate through the soil using an analytical method. COMPSOIL uses the mean normal stress defined as:

$$p = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3} \quad (1)$$

where σ_1 , σ_2 and σ_3 are the perpendicular major, intermediate and minor principal stresses, respectively. In the case of the centerline under a static load, σ_1 is vertical, σ_2 is longitudinal, parallel to the long axis of the loaded area, and σ_3 is transverse, parallel to the short axis of the loaded area. The distribution of the vertical major principal stress σ_1 over the contact area and its propagation through the soil is based on the work of Shöne (1953) which assumes that the soil is homogeneous, isotropic and semi-infinite. This method uses four types of stress

1 distribution depending on the soil dry bulk density and the soil water content via an empirical
 2 factor named the concentration factor ξ . The distribution of the vertical major principal stress
 3 with the radius of contact area at the soil surface $\sigma_1(z=0, r)$ is described by a parabola of
 4 sixteenth, fourth or second order for hard soil ($\xi=4$), firm soil ($\xi=5$) or soft soil ($\xi=6$)
 5 respectively. The stress $\sigma_1(z=0, r)$ is assumed to be uniformly distributed over the area for a
 6 very hard elastic soil ($\xi=3$). At each distribution of $\sigma_1(z=0, r)$ at the soil surface is associated a
 7 propagation of the vertical major principal stress under the centerline of the contact area given
 8 by the profile $\sigma_1(z, r=0)$. The intermediate and minor principal stresses σ_2 and σ_3 are calculated
 9 from empirical equations established from simulations using the 3D model of Johnson and Burt
 10 (1990). Thirdly, COMPSOIL uses soil mechanical parameters to predict change in soil volume
 11 due to applied stresses. The soil compactness is expressed via its specific volume:

$$12 \quad v = \rho_s / \rho_b \quad (2)$$

13 where ρ_b is the dry bulk density and ρ_s is the density of solids. The soil compressibility is given
 14 by the virgin compression line:

$$15 \quad v = N - \lambda_n \ln(p) \quad (3)$$

16 where λ_n is the compression index and N is the specific volume at $p = 1$ kPa. When the soil is
 17 unloaded, it rebounds along a straight line in $v - \ln(p)$ space with a slope of κ . Generally
 18 rebound phenomena is small so that κ value is tiny (O'Sullivan et al., 1999). COMPSOIL also
 19 contains a recompression model that accounts for the known tendency of soil to deform
 20 slightly and permanently with repeated loading. The slope of the recompression line κ' is equal
 21 to the geometric mean of λ_n and κ . The model takes into account the effect of water content
 22 on soil compactibility using expressions of N and λ_n as functions of water content.

The model is implemented as an Excel spreadsheet using a Visual Basic macro. The user keys in the characteristics of each wheel, from which the macro estimates the contact area. The relevant wheel characteristics are load, tire pressure, tire width and diameter. The user selects a soil type and profiles of initial dry bulk density and water content. These are used to estimate the mechanical parameters (N , λ_n , κ and κ') for each layer in the program. The macro chooses a stress concentration factor at each depth from its initial bulk density and water content according to a classification introduced by Smith (1985) (Table 1). The mean normal stress is estimated at each depth. The resulting specific volume is estimated from the virgin compression line and the recompression line. The process is repeated for each wheel in the system. At the end, the specific volume is converted to dry bulk density and rut depth is estimated from the density changes.

3 Materials and Methods

3.1 Field experiments

Experiments were conducted on two sites with two types of soils: a loess soil for experiment 1, a calcareous soil for experiment 2 (Table 2). Experiment 1 was carried out in the spring 1994 in Mons-en-Chaussée (80) in northern France (49°80'N, 3°60'E), experiment 2 in the spring 1996 at Rafidin near Châlons en Champagne (eastern France; 48°50'N, 2°15'E) (Richard *et al.*, 1997). The plough layer was respectively 0.25 m and 0.30 m deep for experiment 1 and 2. Wheeling tests were performed at seedbed preparation, experiment 1 at 6 dates, and experiment 2 at 5 dates. Each date gave different water content conditions. Wheeling tests were performed with a tractor at a given load and a given inflation pressure (Table 3). Similar tractors fitted with large rear wheels were used in both experiments (Table 3). We measured the water content profile gravimetrically before wheeling. The different dates lead to a mean soil water content in the plough layer varying between 0.23 g g⁻¹ and 0.27 g g⁻¹

1 in experiment 1, and between 0.19 g g^{-1} and 0.27 g g^{-1} in experiment 2. Soil water content at a
2 potential of -10 kPa is 0.24 g g^{-1} for loess soil and 0.22 g g^{-1} for calcareous soil. The dry bulk
3 density before and after the tractor passage was measured every 5 cm by transmission gamma-
4 ray probe. Measurements began at 2 cm beneath the surface for the initial profile and at 5 cm
5 for the final profile after wheeling. In experiment 2, we also performed rut depth measurements
6 by measuring the maximal difference between the soil surface level before and after wheeling.

7 *3.2 Mechanical tests*

8 Mechanical parameters for input to the COMPSOIL model were measured for the soils
9 in both field experiments (Table 2) using triaxial and oedometer apparatus. All mechanical tests
10 were made on remolded samples that were air dried and sieved through a 2-mm mesh. The
11 triaxial apparatus used here is described in O'Sullivan and Robertson (1996). Soils were
12 wetted to the desired water content by adding water. Soil water content was measured
13 gravimetrically before compression. The water content range was $0.07\text{-}0.22 \text{ g g}^{-1}$. Test
14 specimens were formed by packing the soil uniformly into a mould 76 mm in diameter and 152
15 mm high. Each specimen was subjected to an isotropic pressure between 15 and 600 kPa. We
16 measured the change in sample volume.

17 For oedometer tests, a large sample (1 kg) of air dried soil was saturated under vacuum
18 over two days, and then subjected to matric potentials between -500 kPa and -10 kPa in a
19 pressure plate apparatus. Soil water content was measured gravimetrically before compression.
20 The water content range was $0.05\text{-}0.29 \text{ g g}^{-1}$. The oedometer cell was a 24 mm high cylinder of
21 70 mm diameter. The applied mechanical vertical stress, σ_1 , was from 15 to 600 kPa.

4 Results and discussions

4.1 Field experiments

Fig. 2c and 2d illustrate typical dry bulk density profiles measured before and after wheeling for both soils corresponding to different water content profiles presented in Fig. 2a and 2b. Compaction affected all the plough layer in both soils. The tractors (Table 3) caused an increase in dry bulk density of about 0.3 Mg.m^{-3} in the first 10 cm of topsoil. A compaction of about 0.3 Mg.m^{-3} may induce a decrease of 50% in the oxygen diffusion rate according to Czyz and Tomaszewska (1993). The reader may refer to reviews of Gupta et al. (1989), Raghavan et al. (1990) and O'Sullivan et al. (1995) and Dexter (1997) for quantitative estimates of soil compaction consequences on soil physical properties and crop development. Field data present a variability that reflects soil structure heterogeneity of a plough layer (clods, fine earth). We evaluated the variability of dry bulk density data after wheeling for a given depth by considering that the passage of the left wheel is a repetition of the passage of the right wheel. We calculated the mean difference in dry bulk density after wheeling between these two repetitions for all field data obtained for loess soil. The estimated difference was about 0.02 Mg.m^{-3} at a given depth. It reflects the field variability for a soil compaction event at the same location in the field, under the same conditions of loading and soil water content.

Our results demonstrate the impact of soil water content on soil compaction induced by wheeling. Mean soil water content over the plough layer varied between 0.23 g g^{-1} and 0.27 g g^{-1} for the loess soil and between 0.19 g g^{-1} and 0.27 g g^{-1} for the chalky soil. Locally, soil water content varied between 0.11 g g^{-1} and 0.28 g g^{-1} for loess soil and between 0.10 g g^{-1} and 0.28 g g^{-1} for chalky soil, as illustrated in Fig. 2a and 2b. Fig. 3 presents the variation of the mean dry bulk density over the plough layer (25 cm for loess soil and 30 cm for chalky soil) with the mean water content. An increase in the mean soil water content of 0.04 g g^{-1} increased

1 the mean dry bulk density of the loess soil by about 0.04 Mg.m^{-3} . A 0.07 g g^{-1} increase in the
2 mean soil water content in the chalky soil increased mean dry bulk density by about 0.17
3 Mg.m^{-3} . However, we observed a high scattering of data (Fig. 3). A visual estimate of
4 variability from these graphs gives about 0.05 Mg.m^{-3} for both soils. Soil water content also
5 affected rut depth. Increasing soil water content by 0.07 g g^{-1} increased rut depth by about 4
6 cm for chalky soil (Fig. 10).

7 *4.2 Mechanical parameters as a function of soil water content*

8 Mechanical tests were performed to obtain the variations of N and λ_n with soil water
9 content for both loess and chalky soils for a range corresponding to soil water contents
10 measured in the field experiments.

11 In oedometer tests, we observed that rebound and recompression phenomena were
12 very small in both soils according to O'Sullivan et al. (1999) (data not shown). We measured
13 the virgin compression line at water contents between 0.07 and 0.22 g g^{-1} for loess soil and
14 between 0.11 and 0.20 g g^{-1} for chalky soil, using the triaxial apparatus. It was impossible to
15 form test specimens by packing soil into a mould if the soils were drier or wetter than these
16 limits. Therefore we used oedometer tests to extend the range of soil water contents down to
17 0.05 g g^{-1} and up to 0.30 g g^{-1} . We obtained one-dimensional compression curves relating the
18 specific volume to the vertical stress from oedometer tests for samples at water contents
19 between 0.05 and 0.30 g g^{-1} . The mean normal stress inside the oedometer cell was estimated
20 by Eq.(1). We assumed:

$$\frac{\sigma_2}{\sigma_1} = \frac{\sigma_3}{\sigma_1} = \nu \quad (4)$$

with ν the Poisson ratio. This relation is valid for an elastic medium. We assumed $\nu= 0.3$ for both loess and chalky soils. Oedometer data were expressed as function of the mean normal stress p . The specific volume was found to vary linearly with $\ln p$:

$$v = N_{oed} - \lambda_{oed} \ln(p) \quad (5)$$

This equation defines the virgin compression line (VCL). Experimental one-dimensional curves were fitted with Eq. (5) for each water content to determine change in N_{oed} and λ_{oed} with soil water content, w , (Fig.4). The same procedure was done to determine the variation of N and λ_n with w from the virgin compression line data obtained from the triaxial apparatus (Fig.4).

Fig. 5 presents the parameters obtained from both oedometer and triaxial tests. We found that the values N_{oed} and λ_{oed} were higher than those measured by triaxial tests. We aimed at quantify this difference using the elastic theory, by considering the lateral stresses in the oedometer. We determined oedometer compression curves as a function of the equivalent mean pressure (Eq. 5). Making N_{oed} and λ_{oed} to coincide with N and λ_n , as measured by triaxial tests, implied a Poisson ratio $\nu= - 0.36$ for loess soil and $\nu= - 0.31$ for chalky soil (Eq. 1, 3, 4 and 5). These Poisson ratio values are not consistent with elastic theory, in which the Poisson ratio must be a positive number between 0 and 0.5. The relationship between oedometer and triaxial configurations is not straightforward (Al-Shamrani and Al-Mhaidib, 1999). Shear and plastic deformations during compression are different in both tests and cannot be quantified by simple considerations based on elastic theory. We used oedometer tests to establish the variations of mechanical parameters with soil water content. N_{oed} and λ_{oed} were modelled as polynomial function of soil water content w , following O'Sullivan et al.(1999).

$$N_{oed} = a + bw + cw^2 + dw^3 + ew^4 \quad (6)$$

$$\lambda_{oed} = a' + b'w + c'w^2 + d'w^3 + e'w^4 \quad (7)$$

1 where coefficients for each soil type are given in Table 4. Curve fits obtained from oedometer
2 tests were used to estimate the variations of triaxial parameters N and λ_n with soil water
3 content. We assumed that differences between parameters obtained from oedometer and
4 triaxial tests were independent of water content. We justify this assumption by arguing that
5 oedometer and triaxial tests differ mainly in stress geometry, which does not depend on soil
6 water conditions. We fitted a curve of the form of Eq. (6) and Eq. (7) to the N and λ_n data by
7 using the values of the coefficients estimated from oedometer tests but choosing values for a
8 and a' to match the data. The resulting polynomial functions for $N(w)$ and $\lambda_n(w)$ for both soil
9 types were used by the COMPSOIL model macro to estimate the mechanical parameters at
10 each depth.

11 *4.3 Compaction simulations*

12 COMPSOIL model needs data on the parameters N , λ_n , κ and κ' for each soil depth.
13 As rebound was very small in both soils, we assumed a constant $\kappa = 0.0058$ and $\kappa' = \sqrt{\kappa\lambda_n}$.
14 The model was run using the relations $N(w)$ and $\lambda_n(w)$ established for both soils from
15 laboratory mechanical tests and the values of initial bulk density and water content measured in
16 the field for each depth. All simulations were performed with a constant concentration factor
17 equal to 6, considering the field conditions (wet and loose soils). Typical simulations of
18 increase in dry bulk density by wheeling are illustrated in Fig. 2e and Fig.2e for both soils.
19 Three soil water content situations at wheeling were simulated. COMPSOIL reproduces
20 tendencies observed in the field: compaction increases with soil water content at wheeling.

21 *4.4 Model sensitivity analysis*

22 For quantitative discussions, we estimated the uncertainty of model output that results
23 from variability of the input values. It concerns the mechanical parameters used to calculate

soil deformation but also the modeling of soil loading applied by vehicle: surface conditions and the stress propagation calculation (Table 5).

First, we investigated the model sensitivity to **mechanical parameters**. We found that parameters chosen for unloading and recompression κ and κ' do not change the model outputs significantly (data not shown). However, the COMPSOIL model is very sensitive to assessment of (i) virgin compression line parameters N and λ_n and (ii) their variations with soil water content. Our mechanical tests showed the necessity to assess N and λ_n values with a triaxial apparatus that can apply an isotropic pressure to the soil specimen. We found higher values for N_{oed} and λ_{oed} with oedometer than values for N and λ_n measured with triaxial tests. Such a difference induced considerable change in dry bulk density predictions. Parameter values estimated from oedometer tests simulated bulk densities about 0.1 Mg.m^{-3} less than predictions made using values obtained from triaxial tests and thus predictions and thus incompatible with observations. The mechanical parameters were measured on remoulded samples. Such samples indicate the likely behavior of the soil in the field as a function of soil water content. Tests on intact samples are needed to take the effect of soil structure into account and, thus, increase accuracy of model output. O'Sullivan and Robertson (1996) performed VCL parameter measurements on intact samples and compared them with the results of O'Sullivan et al. (1994) for remolded samples of the same soil types and at the same soil water content. The intact samples had roughly the same slopes and the parameter N was found lower of about 0.06. We performed COMPSOIL simulation by introducing a N -values lower of about 0.06 for our loess soil. This lower N -value caused an increase in predicted dry bulk density of 0.045 Mg.m^{-3} . The scattering in N and λ_n data also influences the model output. This effect was estimated from statistical calculations. We estimated the 95 % confidence limits for the predictions of N and λ_n at a given water content for the polynomial adjustments of $N(w)$

1 and $\lambda_n(w)$. We considered that N and λ_n are not statistically independent: a low N -value
2 corresponds to a low λ_n -value. Experimental data verified this hypothesis. COMPSOIL
3 simulations were performed at the average values of N and λ_n and at the lower and upper 95 %
4 confidence limits for the different water contents for chalky soil. Fig. 6 presents the results of
5 these simulations. This give a confidence interval of +/- 0.034 Mg.m⁻³ for mean dry bulk
6 density predictions and a confidence interval of +/- 1cm for rut depth predictions.

7 Secondly, we evaluated the model sensitivity to soil loading conditions. We estimated
8 the importance of **surface conditions**. The contact area and the pressure at the soil surface
9 depend on tractor characteristics, especially the load applied on wheels. At seedbed
10 preparation, partition of load between tractor front and rear wheels depends on tool
11 adjustments and on soil strength, so that it is difficult to estimate the load effectively acting on
12 each wheel. Simulations were done for load partition varying between -20 and +20% on the
13 front wheels. Amplifying the load of front wheel increased final dry bulk density by 0.02 Mg.m⁻³.
14 The model uses empirical relations for the contact area. We compared the estimation of
15 contact area for the large rear wheels with observations made on the loamy soil. We measured
16 contact area using the same tractor on a soil at a topsoil water content of 0.25 g g⁻¹. The
17 contact area estimated by the model was 7% greater than that measured. Increasing contact
18 area by 10% decreased the simulated dry bulk density after wheeling by 0.015 Mg.m⁻³.

19 We also analyzed the impact of **stress distribution estimation** on model outputs. COMPSOIL
20 uses the method introduced by Shöne (1953) to describe the stress propagation. There are
21 many limitation to this method, as discussed in O'Sullivan et al. (1999). One of the main ones
22 concerns the concentration factor, which depends on soil water content, soil structure and load
23 characteristics. It makes selection of an appropriate factor problematic. Here the model was
24 run with a concentration factor equal to 6, according to the criteria of Smith et al. (1985) given
25 in Table 1. Changing the concentration factor from 6 to 5 decreased simulated dry bulk density

after wheeling by 0.018 Mg.m^{-3} . Despite the objections to this stress propagation model, this low discrepancy in dry bulk density predictions shows that the COMPSOIL model is not highly sensitive to the concentration factor used in stress estimation.

The model sensitivity analysis showed that the uncertainty in model outputs essentially results from assessment of mechanical parameters describing relationships between change in soil volume and the stresses applied.

4.5 Comparison between field data and simulations

COMPSOIL gives a good estimation of the mean dry bulk density over the plough layer and its variations with soil water content for both soils (Fig. 7). The mean dry bulk density was found to be very variable over the field plot (about 0.05 Mg.m^{-3} for both soils). The analysis of model output uncertainty showed that variability of mechanical parameters can explain some of the scattering found in the field (Table 5). Although mean dry bulk density and its variations with soil water content are well reproduced by the model, COMPSOIL tends to overestimate soil compaction near the surface in both soils. It is demonstrated for chalky in Fig. 8, which compares simulations and measurements of the dry bulk density at 15 cm and 30 cm depth after wheeling. The difference between model outputs and observations is about 0.06 Mg.m^{-3} which is bigger than field data variability for one depth ($\pm 0.01 \text{ Mg.m}^{-3}$) and the uncertainties in model outputs (Table 5). Furthermore COMPSOIL underestimates rut depth (Fig. 9). Difference between observations and simulations is about 1.5 cm, while confidence on rut depth predictions was estimated to ± 1 cm. Discrepancies in the variations of the dry bulk density with depth and in rut depth raises questions about the model hypotheses. The discrepancy near the surface may be due to the fact that the model does not account for lateral displacement of soil by the lugs of driving wheels. This may cause a soil loosening at the rut bottom. Rut depth is estimated from the density changes but is likely to be underestimated

1 because of lateral displacements. Different authors proposed including shear displacement at
2 the soil surface in their model of soil compaction (Van den Akker and van Wijk, 1987; Young
3 and Fattah, 1976; Kirby, 1989). It requires modeling of soil deformations in response to shear
4 stress. It would be useful to be able to predict the impact of wheel slip, not only on rut depth
5 but also on soil structure. Soil shearing may have large effects on the functioning of the pore
6 space, even at small changes in dry bulk density (Kirby, 1989).

7 **5 Conclusion**

8 Field experiments demonstrated the impact of soil water content at wheeling on soil
9 compaction damage. The model COMPSOIL succeeded in reproducing field observations in
10 term of mean dry bulk density over the plough layer. However, discrepancies between
11 measurements and simulations were observed regarding rut depth and dry bulk density gradient
12 with depth. These discrepancies may be attributed to assessment of the mechanical parameters
13 but also to the intrinsic hypotheses of the model that neglects lateral displacement. The
14 COMPSOIL model was found to be very sensitive to the soil mechanical parameters. It raises
15 problems of interpretation of mechanical tests, in representative soil sampling and in the
16 reliability of the stress path and water conditions in representing the field *in situ* compression.

17 Besides variations in dry bulk density with depth and soil shearing are important to be
18 assessed to describe the impact of wheeling on soil structure. This requires improvement in
19 compaction modeling including soil shearing (lateral displacement at soil surface, soil shear
20 deformation) but also the initial soil structure (e.g. resistant subsoil). Such improvement cannot
21 be done with this model that considers isotropic deformation and the soil homogeneous and
22 semi-infinite. This needs compaction models based on the finite element method which allow
23 treating the soil as anisotropic medium (Défossez and Richard, 2001).

Acknowledgement

The authors are grateful for the technical assistance of D. Boitez, F. Bornet, B. Chauchard, C. Dominiarczyk, F. Mahu, P. Regnier; and E. Robertson; for the data analysis of M. Plisson and F. Prevost; and for the maintenance of the experimental sites of the Domaine INRA Mons and the Domaine of Fagnière.

References

- Al-Shamrani, M., Al-Mhaidib, A., 1999. Prediction of potential vertical of expansive soils using a triaxial stress path cell. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 32, 45-54.
- Boiffin, J., Papy, F., Eimberck, M., 1988. Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement concentré. I. Analyse des conditions de déclenchement de l'érosion. *Agronomie*, 8, 663-673.
- Boizard, H., Richard, G., Roger-Estrade J., Dürr, C., Boiffin, J., 2001, Cumulative effect of cropping systems on the structure of the tilled layer in northern France, *Soil and Tillage Research*. In press.
- Czyz, E., Tomaszewska, J., 1993. Change in aeration conditions and the yield of sugar beet on sandy soil of different density. *Polish J. Soil Sci.* XXVI, 1-9.
- Défosse, P., Richard, G., 2001. Models of tilled compaction due to traffic and their field evaluation. Submitted to *Soil and Tillage Research*.
- Dexter, A.R., 1997. Physical properties of tilled layer. *Soil and Tillage Research* 43, 41-63.
- Dürr, C., Aubertot, J.N., 2000. Emergence of seedling of sugar beet (*Beta Vulgaris* L.) as affected by aggregate size, roughness and position of aggregates in the seedbed. *Plant Soil* 219, 211-220.

- 1 Gupta, S. C., Raper, R. L., 1994. Prediction of soil compaction under vehicle. In: Soane, B.D.,
2 van Ouwerkerk, C., (Eds.), Soil Compaction and Crop Production, Developments in
3 Agricultural Engineering, 11, Elsevier Amsterdam, pp. 53-71.
- 4 Gupta, S., Sharma, P., DeFranchi, S., 1989. Compaction effects on soil structure. *Advances in*
5 *Agronomy*, vol 42, 311-338.
- 6 Johnson, C.E. and Burt, E.C., 1990. A method of predicting soil stress state under tires.
7 *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 33: 713-717.
- 8 Kirby, J.M., 1989. Shear damage beneath agricultural tyres: a theoretical study. *J. Agric. Eng.*
9 *Res.* 44, 217-230.
- 10 Koolen, A.J., Lerink, P., Kurstjens, D.A.G., Van der Akker, J.J.H., Arts, W.B.M., 1992.
11 Prediction of aspects of soil-wheels systems. *Soil and Tillage research* 24, 381-396.
- 12 O'Sullivan, M.F., Simota, C., 1995. Modelling the environmental impacts of soil compaction: a
13 review. *Soil and Tillage Research* 35, 69-84.
- 14 O'Sullivan, M.F., Henshall, J.K., Dickson, J.W., 1999. A simplified method for estimating soil
15 compaction, *Soil and Tillage Research* 49, 325-335.
- 16 O'Sullivan, M. F. and Robertson, E. A. G., 1996. Critical state parameters from intact samples
17 of two agricultural topsoils. *Soil & Tillage Research*, 39: 161-173.
- 18 O'Sullivan, M.F., Campbell, D.J. and Hettiaratchi, D.R.P., 1994. Critical state parameters
19 derived from constant cell volume triaxial tests. *European Journal of Soil Science*, 45: 249-
20 256.
- 21 Raghavan, G.S.V., Alvo, P., McKyes, E., 1990. Soil compaction in agriculture: a review
22 toward managing the problem. *Advances in Soil Science* 11, 1-36.
- 23 Renault, P., Stengel, P., 1994. Modelling oxygen diffusion in aggregated soils. I. Anareobiosis
24 inside the aggregates. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 1017-1023.

- Richard, G., Boizard, H., Guérif, J., 1997. Soil compaction and fragmentation at seed bed preparation as function of soil moisture and tyre inflation pressure in loamy and chalky soils. In: Fotyma, M. (Ed.), Proceeding of the 14th ISTRO Conference; *Bibliotheca Fragmenta Agronomica*, pp. 563-566.
- Richard, G., Boizard, H., Roger Estrade, J., Boiffin, J., Guérif, J., (1999). Field study of soil compaction due to traffic in northern France: pore space and morphological analysis of the compacted zones. *Soil Tillage Res.* 51, 151-160.
- Smith, D.L.O., 1985. Compaction by wheels: a numerical model for agricultural soils. *Journal of Soil Science*, 36: 621-632.
- Soane, B.D., van Ouwerkerk, C., 1994,. Soil Compaction Problems in World Agriculture. In: B.D. Soane, C. van Ouwerkerk (Eds.), *Soil Compaction and Crop Production, Developments in Agricultural Engineering*, 11, Elsevier, Amsterdam, pp.1-21.
- Söhne, W., 1953, Druckverteilung im Boden und Bodenverformung unter Schlepperreifen. (Pressure distribution in the soil and soil deformation under tractor tyres). *Grundlagen Landtechnik* 5, 373-400 (in German).
- Tardieu, F., 1988. Analysis of the spatial variability of maize root density. I Effect of wheels compaction on the spatial arrangement of roots. *Plant Soil* 107, 259-266.
- Van den Akker, J.J.H., van Wijk, A.L.M., 1987, A model to predict subsoil compaction due to field traffic. In: G.Monnier and M.J. Gross (Eds.), *Soil Compaction and Regeneration*, A.A.Balkema, Rotterdam. pp 69-84.
- Young, R.N., Fattah E.A., 1976. Prediction of wheel-soil interaction and performance using the finite element method. *Journal of Terramechanics* 13 (4), 227-240.

Tables

Table 1: Concentration factor selection

- 1 Table 2: Soil characteristics
- 2 Table 3: Characteristics of the tractors used in field experiments.
- 3 Table 4 : Constants of Eqs. (13) and (14) for estimating change in soil parameters N and λ_N
- 4 with water content from oedometer tests and triaxial tests
- 5 Table 5: Confidence intervals on model outputs resulting from uncertainty in COMPSOIL
- 6 inputs

7 **Figures**

- 8 Figure 1: Structure of COMPSOIL model
- 9
- 10 Figure 2: Typical results on the loess soil and on the chalky soil for each of three treatments
- 11 (TL.1, TL.2 and TL.3 for the loess soil and TC.1, TC.2 and TC.3 for the chalky soil). Each
- 12 treatment corresponds to given soil water conditions presented on (a) and (b). Dry bulk density
- 13 profiles before and after wheeling are given on (c) and (d). COMPSOIL predictions are
- 14 presented on (e) and (f). The variability of dry bulk density for each treatment was estimated to
- 15 be $\pm 0.01 \text{ Mg.m}^{-3}$ (see text) and is indicated by error bars on the field data (c) and (d).
- 16
- 17 Figure 3: Dry bulk density after wheeling as function of soil water content for loess soil (a) and
- 18 chalky soil (b). Points represent mean values over the plough layer.
- 19
- 20 Figure 4: Virgin compression lines measured in triaxial and oedometer tests for chalky soil at
- 21 $w=0.20 \text{ g g}^{-1}$.

Figure 5: Measurements of mechanical parameters N and λ_n as a function of water content from oedometer and triaxial. Hatched lines corresponds to polynomial regressions with coefficients given in Table 4.

Figure 6: Impact of variability of mechanical parameters N and λ_n on COMPSOIL simulations. Profiles represent simulations obtained using the best predictions from polynomial regression and predictions obtained using the lower and upper 95 % confidence limits.

Figure 7: Comparison between field observations and model outputs for the variations of the dry bulk density after wheeling as a function of soil water content for loess soil (a) and chalky soil (b). Points represent mean values over the plough layer. Error bar represent uncertainty of model outputs ($\pm 0.034 \text{ Mg.m}^{-3}$).

Figure 8: Dry bulk density after wheeling at two depth ($z=0.15 \text{ m}$ and $z=0.3 \text{ m}$) as a function of the water content of the plough layer for chalky soil.

Figure 9: Changes in rut depth with mean soil water content of the plough layer for chalky soil. Error bar represents uncertainty of model outputs ($\pm 1 \text{ cm}$).

Table 1: Concentration factor selection

Soil class	Dry bulk density ⁽¹⁾ ρ_b (Kg.m ⁻³)	Concentration factor ⁽¹⁾
soft	900	$\xi=6$
firm	1200	$\xi=5$
hard	1500	$\xi=4$
very hard	1600	$\xi=3$

(1) lower limit

(2) one class harder if soil is dry ($w < 3\%$) and one class softer if soil is very wet ($w > 20\%$)

Table 2: Soils composition

Constituents (g Kg ⁻¹)	Loess soil	Chalky soil
Clay	169	95
Silt	757	150
Sand	49	28
Organic matter	26.7	36
CaCO ₃	0	69

Table 3: Field experimental characteristics

Soil type	Tractor	Total load	Tyre dimensions		Inflation pressure
			diameter (mm) / width (mm)		
Chalky soil	IH 956	5.5 T	Front wheel 1239/500	Rear wheel 1704 / 650	60 or 160 kPa
Loess soil	IH 956	6 T	1239 / 500	1704 / 650	60 or 160 kPa

Table 4 : Constants of Eqs. (13) and (14) for estimating change in soil parameters N and λ_N with water content from oedometer tests or triaxial tests

Soil parameters	Parameters	Coefficients	Loess soil	Chalky soil
N(w)	constant	a	2.3487 (1.9997 for triaxial test)	2.6914 (2.4196for triaxial test)
	w	b	0.26269	0.13767
	w ²	c	-0.02753	-0.02035
	w ³	d	0.00111	0.00121
	w ⁴	e	-1.6 E-5	-2.4 E-5
$\lambda_N(w)$	constant	a'	0.19900 (0. 1402 for triaxial test)	0.11042 (0.08051 for triaxial test)
	w	b'	0.00192	0.03131
	w ²	c'	0.00021	-0.00502
	w ³	d'	-1.3 E-5	0.00031
	w ⁴	e'	0	-6 E-6

Table 5: Confidence intervals on model outputs resulting from incertitude on COMPSOIL inputs

COMPSOIL inputs	Incertitude	Model output ⁽¹⁾ (kg.m ⁻³)
Surface conditions		
Load partition	+/-20%	+/-20
Contact area	+/-10 %	+/- 15
Stress distribution estimation		
Concentration factor	$\xi=5$ instead of 6	- 18
Mechanical parameters		
Polynomial regressions for N(w) and λ_n (w)	95 % confidence limits (at w=22% $\Delta N=0.43$; $\Delta \lambda_n=0.086$)	+/- 34
Intact or remoulded samples	remoulded samples instead of intact samples	+ 45

(1) change in the prediction of the mean dry bulk density over the plough layer width after compaction

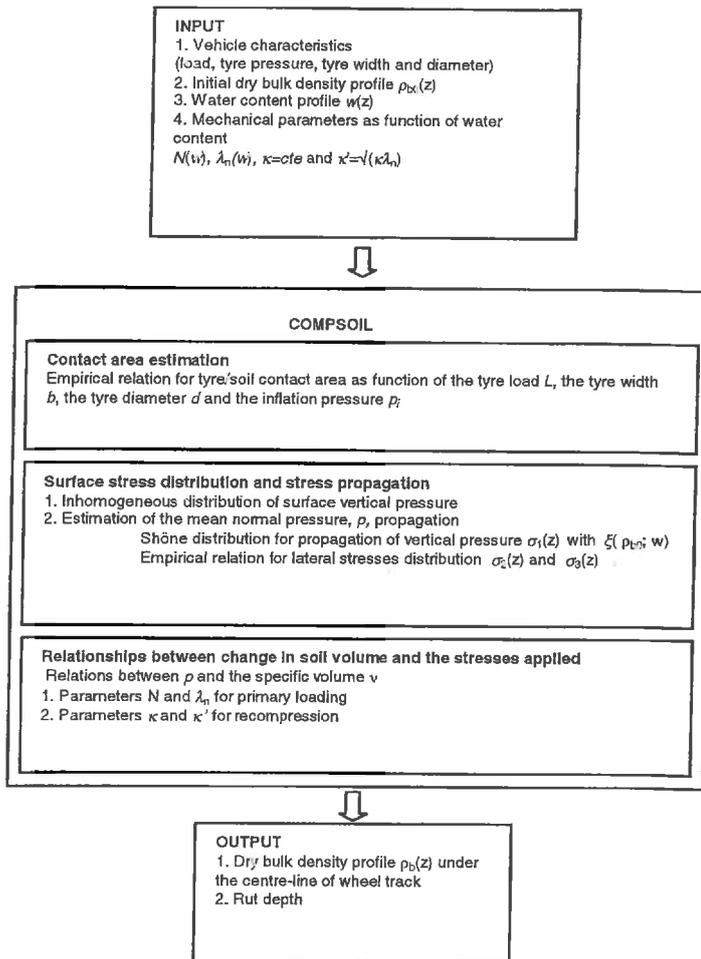


Figure 1: Structure of COMPSOIL model

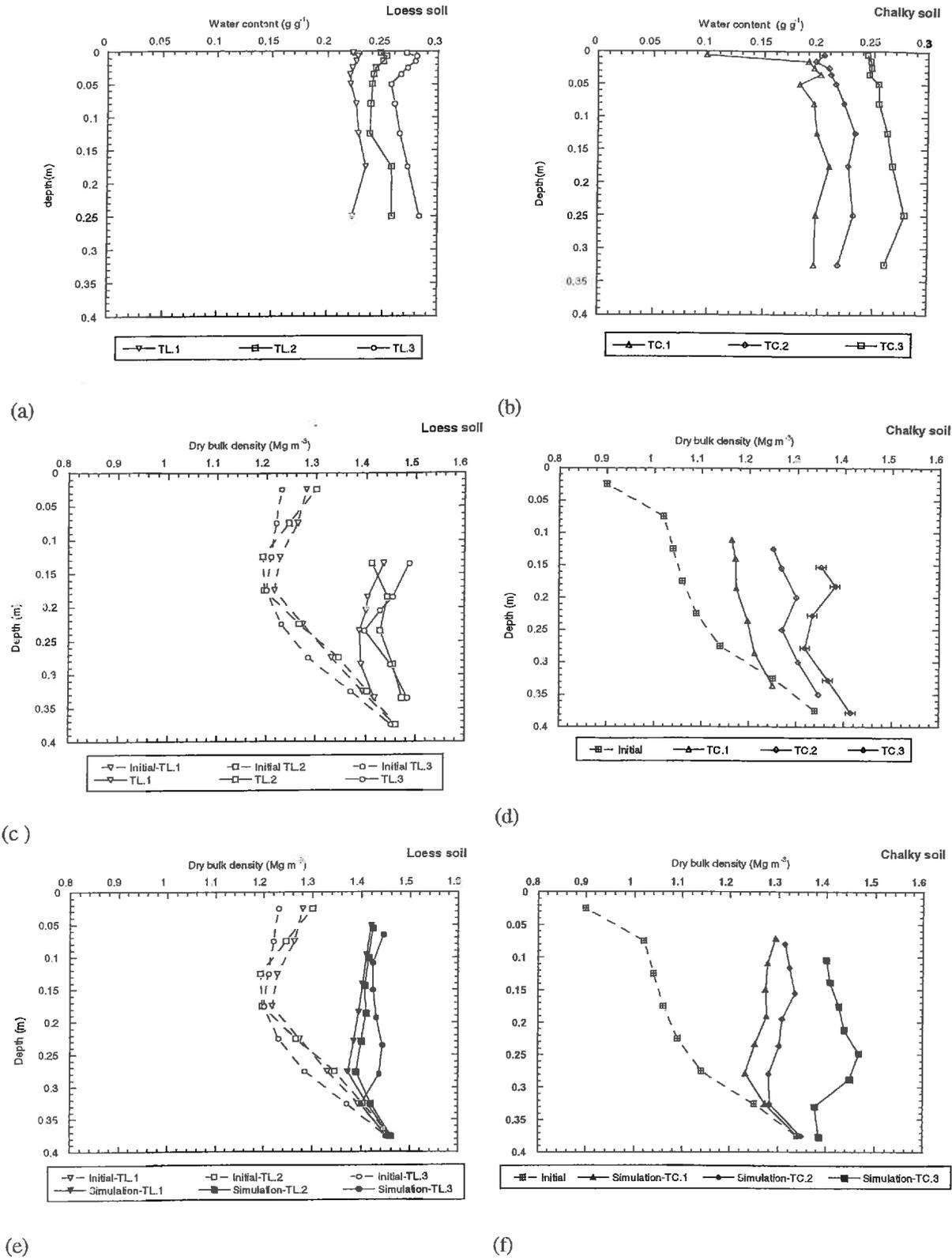
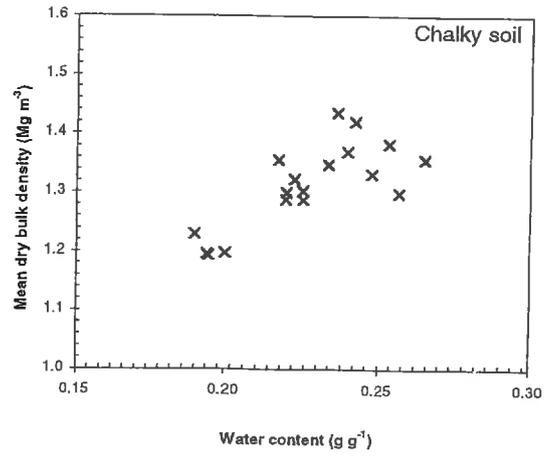
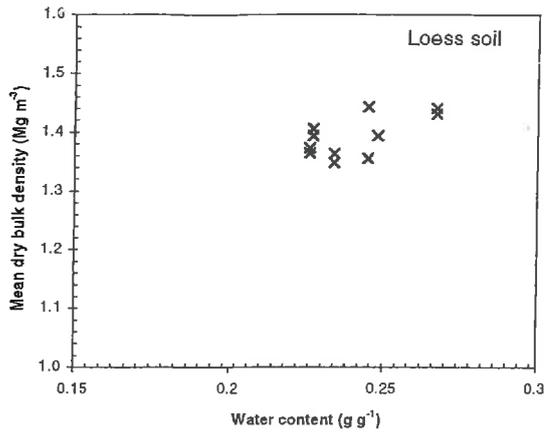


Figure 2: Typical results on the loess soil and on the chalky soil for each of three treatments (TL.1, TL.2 and TL.3 for the loess soil and TC.1, TC.2 and TC.3 for the chalky soil). Each treatment corresponds to given soil water conditions presented on (a) and (b). Dry bulk density profiles before and after wheeling are given on (c) and (d). COMPSOIL predictions are presented on (e) and (f). The variability of dry bulk density for each treatment was estimated to be $\pm 0.01 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$ (see text) and is indicated by error bars on the field data (c) and (d).



(a)

(b)

Figure 3: Dry bulk density after wheeling as function of soil water content for loess soil (a) and chalky soil (b). Points represent mean values over the plough layer.

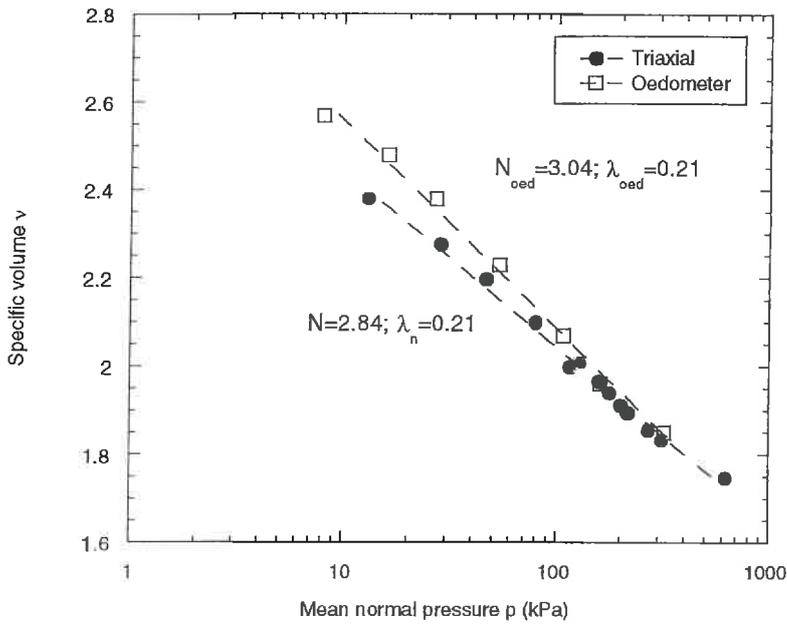


Figure 4: Virgin compression lines measured in triaxial and oedometer tests for chalky soil at $w=0.20 \text{ g g}^{-1}$.

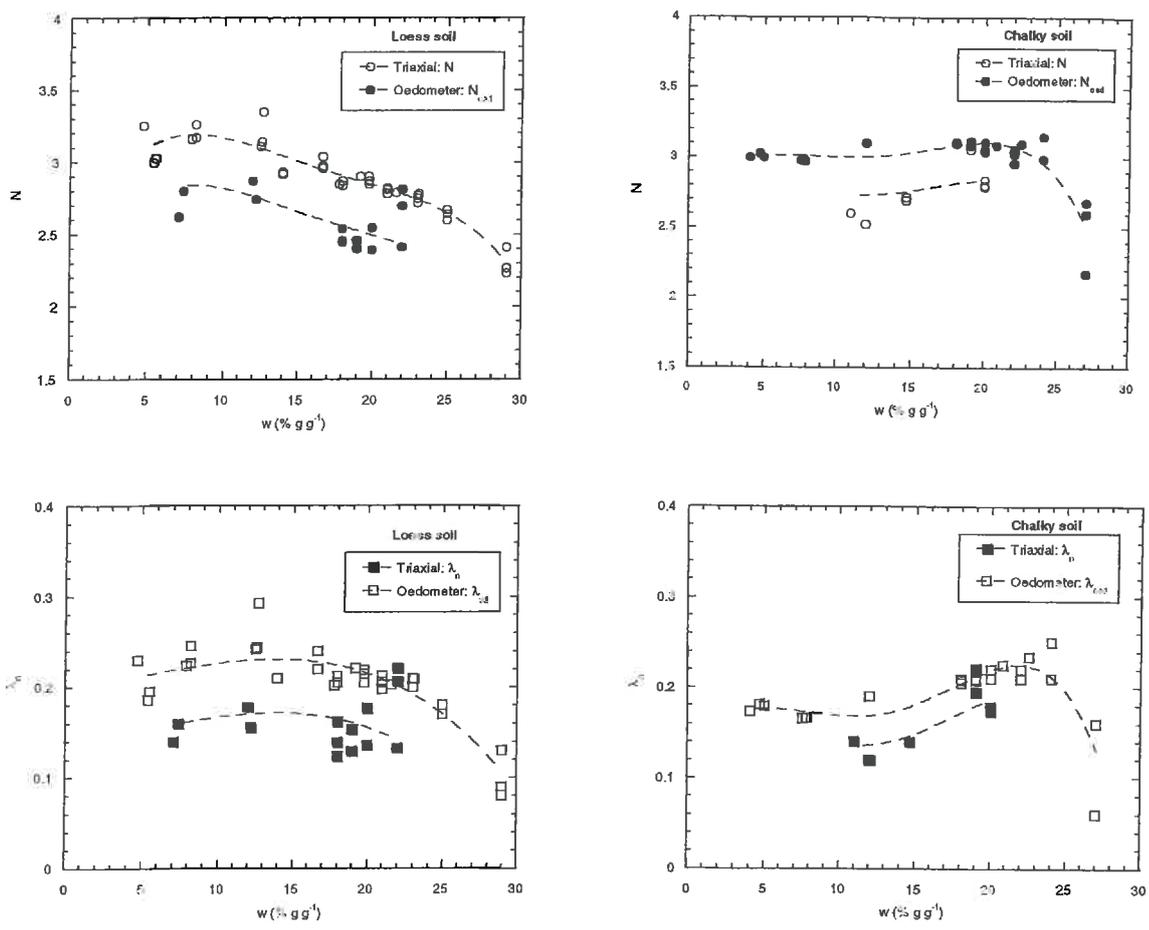


Figure 5: Measurements of mechanical parameters N and λ_n as a function of water content from oedometer and triaxial. Hatched lines corresponds to polynomial regressions with coefficients given in Table 4.

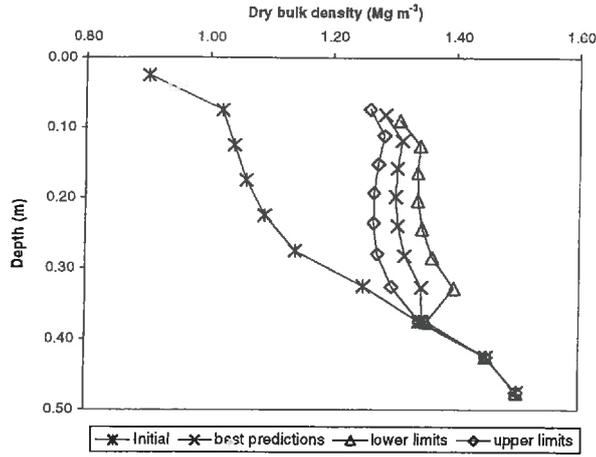
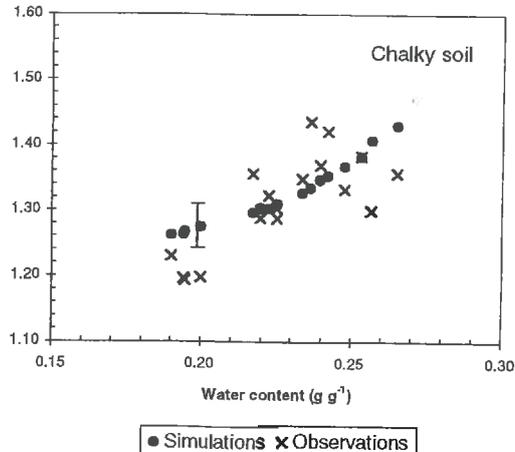
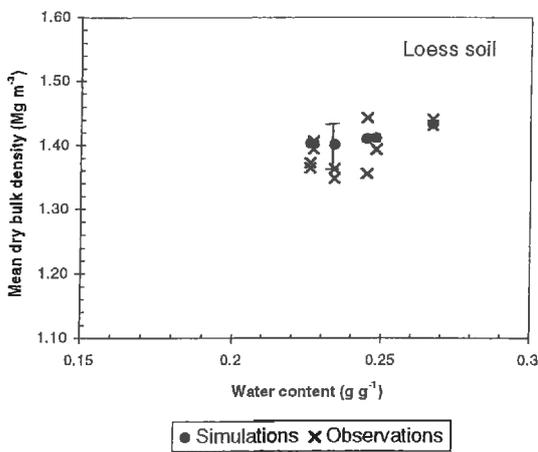


Figure 6: Impact of variability of mechanical parameters N and λ_n on COMPSOIL simulations. Profiles represent simulations obtained using the « best » predictions from polynomial regression and predictions obtained using the lower and upper 95 % confidence limits.



(a) (b)

Figure 7: Comparison between field observations and model outputs for the variations of the dry bulk density after wheeling as a function of soil water content for loess soil (a) and chalky soil (b). Points represent mean values over the plough layer. Error bar represent uncertainty of model outputs ($\pm 0.034 \text{ Mg.m}^{-3}$).

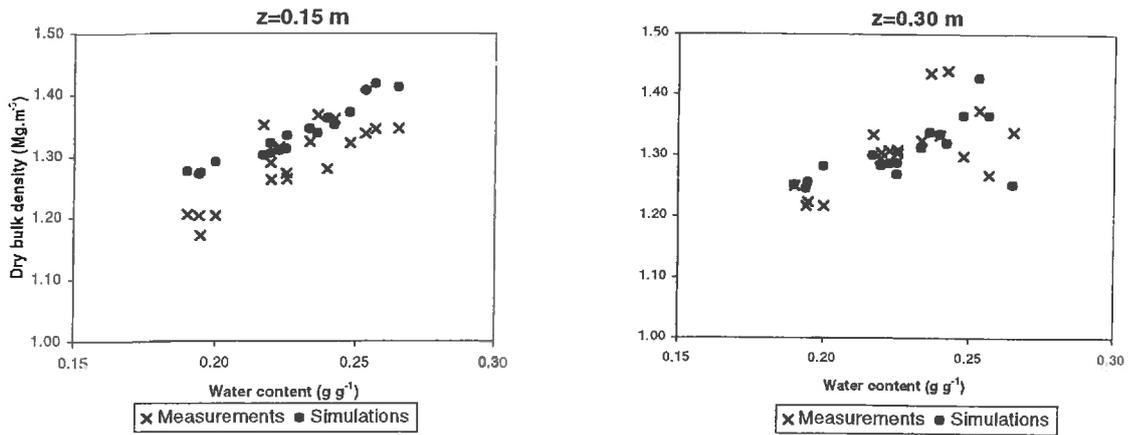


Figure 8: Dry bulk density after wheeling at two depth ($z= 0.15$ m and $z=0.3$ m) as a function of the water content of the plough layer for chalky soil.

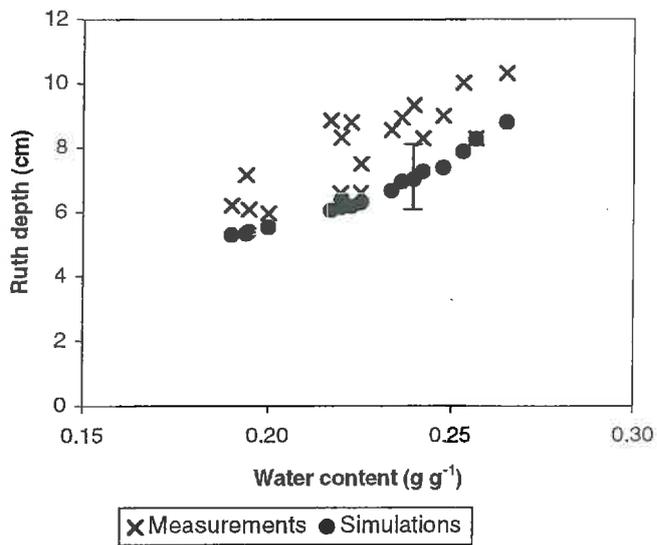


Figure 9: Changes in rut depth with mean soil water content of the plough layer for chalky soil. Error bar represents uncertainty of model outputs (+/- 1 cm).