

**MINISTERE DES
AFFAIRES ECONOMIQUES**

ADMINISTRATION DE LA
QUALITE ET DE LA SECURITE
SERVICE GEOLOGIQUE DE BELGIQUE

**MINISTERIE VAN
ECONOMISCHE ZAKEN**

BESTUUR
KWALITEIT EN VEILIGHEID
BELGISCHE GEOLOGISCHE DIENST

GEOLOGICAL SURVEY OF BELGIUM
PROFESSIONAL PAPER 1997/2, N. 284, 31p, 5 pl.

**DESCRIPTION SEDIMENTOLOGIQUE DU SONDAGE
134E858 DE CHAUDFONTAINE
(FAMENNIEN, SYNCLINORIUM DE VERVIERS)**

par

Frédéric Boulvain¹

1997

¹ Service géologique de Belgique, rue Jenner, B-1000 Bruxelles.
Adresse actuelle: Laboratoires associés de Géologie-Pétrologie-Géochimie
B20, Université de Liège, Sart-Tilman, B-4000 Liège.

Comité éditorial : L. Dejonghe, P. Laga, R. Paepe
Service Géologique de Belgique
Rue Jenner, 13 - 1000 Bruxelles

Redactieraad: L. Dejonghe, P. Laga, R. Paepe
Belgische Geologische Dienst
Jennerstraat 13, 1000 Brussel

Editeur responsable: Pieter DE MUNCK
N. G. III
Bd. Emile Jacqmain 154
1000 Bruxelles

Dépôt légal: D 1997/0880/6

Verantwoordelijke uitgever: Pieter DE MUNCK
N. G. III
Emile Jacqmainlaan 154
1000 Brussel

Wettelijk depot: D 1997/0880/6

RESUME. Ce travail fournit une coupe sédimentologique détaillée du sondage 134E858 de Chaudfontaine. L'interprétation stratigraphique repose sur une comparaison avec les unités cartographiées sur la carte voisine de Fléron-Verviers. Le sondage recoupe successivement les Formations de Montfort et Evieux, Esneux et Hodimont. Une première interprétation séquentielle est proposée.

MOTS-CLES. Belgique, Chaudfontaine, sondage, Famennien, sédimentologie, séquences, lithostratigraphie.

ABSTRACT. This paper provides a detailed sedimentological log of the Chaudfontaine borehole 134E858. The stratigraphic interpretation is based on the lithostratigraphic units elaborated for the neighbouring mapsheet Fléron-Verviers. The borehole successively traverses the Montfort and Evieux, Esneux and Hodimont Formations. A sequential analysis is proposed.

KEYWORDS. Belgium, Chaudfontaine, borehole, Famennian, sedimentology, sequences, lithostratigraphy.

1. INTRODUCTION

L'Etage famennien, quoique bien connu au point de vue de la nature, de l'organisation et de l'interprétation des corps sédimentaires qui le constituent (e.a. Bouckaert *et al.*, 1968; Thorez *et al.*, 1977; Dreesen & Thorez, 1980; Thorez & Dreesen, 1986; Thorez *et al.*, 1988), n'a pas encore fait l'objet d'une révision par la Commission nationale de Stratigraphie du Dévonien. Les fiches de caractérisation des différentes formations, comprenant leurs limites formelles et leurs descriptions lithologiques ne sont pas encore établies. La présente description du sondage carotté 134E858 de Chaudfontaine a pour but de mettre dès à présent à disposition des spécialistes, une coupe détaillée des Formations de Montfort et Evieux, Esneux et Hodimont (Laloux *et al.*, 1996 a, b) dans le Synclinorium de Verviers, un domaine paléogéographique relativement excentré par rapport aux coupes classiques.

Le sondage 134E858 a été effectué en 1992 par Crystal Drilling pour le compte de la société Interbrew. Il devait atteindre une profondeur d'environ 600 m et nous sommes en possession d'une description sommaire établie jusqu'à la profondeur de 516 m. Les carottes entre 13 m et 284 m ont été transmises au Service géologique de Belgique et font l'objet de la présente description lithologique et sédimentologique à l'échelle de 1/50 (fig. 3). L'inclinaison moyenne des formations étant de 40°, la coupe étudiée totalise donc environ 208 m. La qualité des carottes et la bonne continuité du sondage nous ont également permis de proposer, sur base de la succession des faciès et des discontinuités sédimentaires, une première interprétation sédimentologique et séquentielle.

2. LOCALISATION

Le forage est situé au SE de Chaudfontaine, à 250 m au SSW d'un tunnel de chemin de fer (fig. 1). Ses coordonnées Lambert sont X: 240.705; Y: 142.250; Z: 151,03. L'ouvrage recoupe le flanc nord d'un synclinal à coeur viséen, occupé principalement par des formations famenniennes.

3. DONNEES TECHNIQUES-LEGENDE DES COLONNES LITHOLOGIQUES

Le forage a été exécuté en diamètre 146 mm de 0 à 13,5 m et en diamètre 122 mm de 13,5 à 383 m.

Les coupes (fig. 3) comprennent de gauche à droite successivement:

- une colonne symbolisant la couleur de la roche à la cassure (cf. légende à la fig. 2);
- l'échelle métrique des profondeurs;
- la colonne lithologique proprement dite, avec la représentation des lithologies, des structures sédimentaires et des constituants macroscopiques;
- une colonne destinée à des observations complémentaires (dimensions de certains constituants macroscopiques, nature du ciment, inclinaison de la stratification, détails des structures sédimentaires,...)

Par convention, suite à l'inclinaison de la stratification par rapport aux carottes, les divers commentaires, comme le codage des couleurs et l'échelle métrique, se rapportent précisément au centre de la colonne lithologique.

4. DESCRIPTION

De 284 m à 265 m, s'observe une alternance millimétrique à plurimillimétrique de lamines silteuses et argileuses grises, avec quelques séquences granoclassées. Des lamines gréseuses centimétriques apparaissent sporadiquement (environ une par mètre). La bioturbation, horizontale, est restreinte le plus souvent aux lamines gréseuses. Quelques niveaux millimétriques de silt rouge brunâtre témoignent de ralentissements de la sédimentation (planche 1: A, B).

La transition au faciès suivant est graduelle, avec un assombrissement du sédiment de 265 m à 262 m, puis une augmentation de la fréquence des lamines gréseuses (jusqu'à une quarantaine par m). La bioturbation horizontale est également plus manifeste. Quelques traces de fuite ("escape structures") sont visibles à la cote 256,25. Les lamines gréseuses possèdent une stratification oblique et remanient fréquemment quelques copeaux du sédiment sous-jacent. Ce faciès se poursuit jusqu'à la cote 247 m (planche 1: C, D).

De 247 m à 236 m, ce sont des siltites gris verdâtres très bioturbées (bioturbation horizontale) à lentilles gréseuses plurimillimétriques. Quelques traces de fuite découpent ces lentilles. Des lamines argileuses millimétriques interrompent régulièrement cette sédimentation (planche 2: A).

Le passage au faciès suivant se marque par l'apparition à 236 m de shales plus sombres comprenant quelques lamines gréseuses centimétriques (de 1 à 10 par m). La bioturbation, horizontale, se concentre dans ces passées plus grossières. On peut y observer notamment des laminations en auges et mamelons ("hummocky cross lamination"). Ensuite, réapparaissent des siltites grises à lentilles gréseuses (planche 2: B).

De 227 m à 221,5 m, le sédiment évolue vers une alternance à l'échelle métrique de siltites argileuses grises à lamines gréseuses centimétriques (1 à 4 par 10 cm) et de siltites gréseuses verdâtres bioturbées à lentilles gréseuses. Une diminution de la teneur en sable est manifeste à 224 m.

Une modification importante et abrupte a lieu à la cote 221,5 m avec l'apparition d'une unité de 1,5 m de grès fin grisâtre, probablement bioturbé (planche 2: C). Au-dessus, de 220 m à 214,5 m, s'observent des grès silteux verdâtres très bioturbés, comprenant des lentilles gréseuses et des niveaux gréseux centimé-

triques à pluricentimétriques. Plus haut, de 214,5 m à 210,5 m, la bioturbation diminue sensiblement et les fractions granulométriques sont mieux individualisées: des niveaux gréseux bioturbés de 2 à 10 cm sont séparés par des passées silteuses centimétriques. Une particularité est la présence de gros terriers subhorizontaux (2,5 cm de diamètre) à remplissage silteux concentrique.

De 210,5 m à 198 m, s'observent d'abord des grès gris verdâtre bioturbés à passées silto-argileuses très ondulantes (ces ondulations isolent par endroit des nodules gréseux de 3 à 5 cm), surmontés par une unité de grès massif (204 m à 202 m). Ensuite apparaissent des grès silteux bioturbés à lentilles gréseuses, évoluant progressivement vers des niveaux gréseux de 2 à 3 cm, séparés par des lamines silto-argileuses ondulantes (planche 2: D).

Le dernier niveau gréseux, à la cote 198 m semble affecté par des fentes de dessiccation. Il est surmonté de manière abrupte (198 m à 196 m) par une récurrence de siltites argileuses verdâtres à niveaux gréseux centimétriques bioturbés (seule la base de ces niveaux est épargnée par la bioturbation), évoluant ensuite vers des siltites argileuses bioturbées à lentilles gréseuses (196 m à 195 m) et enfin vers des bancs pluricentimétriques de grès grisâtres bioturbés, séparés par des lamines silto-argileuses ondulantes (195 m à 183 m) (planche 3: A). Cette séquence rappelle par ailleurs la succession observée entre les cotes 220 m à 210,5 m. Après un mince niveau graveleux (à 183 m), on retrouve des siltites argileuses à lamines gréseuses plurimillimétriques (183 m à 181,25 m).

Un important changement de faciès se marque ensuite, avec l'apparition de dolomies grises très bioturbées (181,25 m à 176 m) se chargeant progressivement en sable. Ces dolomies sont caractérisées par une porosité relativement élevée. Cette unité est surmontée par 2 m de grès relativement massif.

De 174 m à 160,5 m, s'observent d'abord une mince unité de siltites argileuses à lentilles gréseuses, ensuite jusqu'à 161,25 m, des grès bioturbés avec quelques rares passées millimétriques silteuses ou micacées et enfin, des dolomies gréseuses bioturbées à passées silteuses. On constate à plusieurs reprises que les grès sont intensément bioturbés sous les passées argileuses; alors qu'ils sont souvent laminaires au-dessus.

De 160,5 m à 152 m, après deux passées métriques de grès bioturbés séparées par un niveau plus silteux, apparaît une succession de bancs pluricentimétriques de grès à lamination plane ou entrecroisée, séparés par des niveaux plus silteux. La lamination est fréquemment interrompue par de la bioturbation déformative horizontale. L'épaisseur des bancs gréseux augmente progressivement.

De 152 m à 144 m, dominant des grès gris clair, micacés, localement laminaires à lamination plane. L'unité se termine par de petites rides de vague symétriques. Ensuite, de 144 m à 139,5 m, après quelques niveaux centimétriques de dolomie grise laminaire microgrenue, s'observent des grès dolomitiques très bioturbés, à niveaux silto-argileux plurimillimétriques et galets gréseux et gréso-dolomitiques (planche 3: B). Après un niveau de copeaux dolomitiques, la lamination réapparaît (139,5 m à 137 m), avec notamment quelques séquences granodécroissantes centimétriques à décimétriques grès-shale.

Surmontant cette unité en légère discordance angulaire (5°), on a une alternance métrique (de 137 m à 132,5 m) de dolomies gréseuses bioturbées et de grès gris clair (planche 3: C), fréquemment laminaires. Les niveaux dolomitiques possèdent une importante porosité millimétrique.

De 132,5 m à 130 m, apparaissent des shales silteux vert olive comportant des bancs gréseux de 2 à 10 cm, laminaires ou avec de petites rides de courant. La bioturbation, forte à la base de cette unité (terriers horizontaux et verticaux), tend à diminuer vers le haut. Ensuite, de 130 m à 119 m, s'observent des grès micacés relativement grossiers (planche 3: D), montrant fréquemment des stratifications obliques à grande échelle. Les micas y forment des lamines millimétriques. Plusieurs passées de copeaux dolomitiques sont visibles, aux cotes 123,5 m et 121,75 m. Enfin, de 119 m à 118 m, le sédiment évolue vers un grès dolomitique blanchâtre.

De 117,75 m à 101 m, s'observe une alternance plurimétrique de grès généralement laminaires et micacés, parfois à lamines dolomitiques et de dolomies gréseuses bioturbées (planche 4: A, B). La dernière unité dolomitique (103,5 m à 101 m), surmontant une surface perforée, présente des caractéristiques de paléosol (nodulisation, glaebules, cf. Wright, 1994) (planche 4: C).

Ce paléosol est surmonté de quelques cm de shale puis, érodant ces sédiments, de grès laminaires gris à gris verdâtre (101 m à 96,5 m). L'unité suivante, de 96,5 m à 90,5 m marque un retour à des faciès plus fins, avec d'abord des strates centimétriques granodécroissantes, ensuite des siltites gréseuses bioturbées et enfin des siltites argileuses avec quelques niveaux de grès calcaire laminaire.

De 90,5 m à 87,25 m, après un mince niveau de dolomie noduleuse, s'observent des grès laminaires grisâtres, puis un niveau pluridécimétrique de siltite argileuse bioturbée de couleur bordeaux. Ce faciès fin est surmonté, jusqu'à 84,75 m par des grès gris clair et des grès à lamines argilo-micacées (planche 4: D), puis par des dolomies gréseuses bioturbées comprenant un horizon à fenestras (85,4 m), associées à des copeaux et un horizon à traces de racines (85,2 m).

De 84,75 m jusqu'à 77 m, il s'agit principalement de grès grisâtres, bordeaux, verdâtres, riches en petits nodules millimétriques de dolomie. Ce grès incorpore à plusieurs niveaux des copeaux et galets dolomitiques. Ensuite, de 77 m à 70 m, se succèdent des grès grisâtres à stratifications entrecroisées, des grès verdâtres à bordeaux relativement fins à passées silteuses et rides de courant, des shales silteux à bioturbations verticales (terriers verdâtres dans une matrice bordeaux, planche 5: A), des grès à lamines silteuses, copeaux et figures de dessiccation et enfin des dolomies grises.

De 70 m à 60 m, il s'agit de grès grisâtres généralement massifs, incorporant plusieurs passées de copeaux dolomitiques centimétriques à pluricentimétriques (planche 5: B). Cette unité est séparée de l'unité suivante par une vingtaine de cm de siltite verte à lentilles gréseuses. Ensuite, jusqu'à 55 m, s'observent des grès micacés laminaires gris clair. Après une nouvelle intercalation de siltite à lentilles gréseuses, ces grès laminaires se poursuivent jusqu'à la cote 41 m.

De 41 m à 39,25 m, un changement se marque avec l'apparition de siltites sombres, riches en matière organique. Ensuite, de 39,25 m à 31 m, après un niveau à plantes, apparaissent des grès micacés laminaires gris, avec localement un ciment calcaire. Plusieurs niveaux rougeâtres se marquent nettement. Ces grès sont surmontés à nouveau de shales silteux sombres contenant quelques lentilles gréseuses et calcaires (planche 5: C), puis on revient à des grès, tantôt laminaires et micacés, tantôt plus massifs (planche 5: D). Des rides de type "climbing ripples" sont assez fréquentes. Plusieurs niveaux de copeaux d'argile et d'argile dolomitique se marquent nettement. Les débris de plantes deviennent abondants.

5. INTERPRETATION STRATIGRAPHIQUE

(avec l'aide de Pierre Ghysel et Martin Laloux, Service géologique de Belgique)

Pour les raisons évoquées dans le paragraphe introductif, il nous semble prudent de laisser la porte ouverte à une formalisation lithostratigraphique ultérieure. Dans le cadre de la campagne de réactualisation de la carte géologique de la Wallonie, les cartes Fléron-Verviers et Limbourg-Eupen utilisent cependant un certain nombre d'unités lithostratigraphiques dont l'usage semble relativement aisé. En bref, et en se référant à la notice explicative de ces cartes (Laloux *et al.*, 1996 a), les auteurs distinguent:

- la Formation de Lambermont, surmontant le deuxième biostrome de la Formation d'Aisemont (Coen-Aubert, 1974, Lacroix, 1974) et constituée de shales, shales noduleux et calcaires argileux. Cette formation est clôturée par le premier niveau d'hématite oolithique (Dreesen, 1982) qui marque la base de la Formation de Hodimont;

- la Formation de Hodimont, une unité pluridécimétrique de “schistes (siltites) micacés, gris verdâtre, en bancs décimétriques à pluridécimétriques, avec localement, de nombreux nodules calcaires décimétriques à brachiopodes et goniatites et plusieurs niveaux d’hématite oolithique (...). Le nombre et l’épaisseur des lamines gréseuses tendent à s’accroître progressivement vers le sommet de cet ensemble.” (Laloux *et al.*, 1996, pp. 28-29);
- surmontant la Formation de Hodimont, la Formation d’Esneux, constituée d’une succession rythmique de bancs gréseux (pluricentimétriques à décimétriques), séparés par des joints silto-argileux;
- surmontant la Formation d’Esneux, les Formations de Montfort et d’Evieux. Cet ensemble composite reprend l’ensemble des faciès à dominance gréseuse ou gréso-carbonatée compris entre la Formation de Souverain-Pré et les calcaires à stromatopores de la Formation de Dolhain (Laloux *et al.*, 1996, p. 34). Il semble possible d’y distinguer les trois unités suivantes:
 - * à la base, une succession de bancs minces de grès fins micacés qui n’est pas sans rappeler le “faciès stratoïde” de la Formation d’Esneux (unité A);
 - * ensuite, des bancs plus massifs de grès arkosiques et micacés, riches en laminations entrecroisées et pseudonodules, occasionnellement interrompus par des épisodes plus silteux ou dolomitiques (unité B);
 - * au sommet, une alternance de grès arkosiques, de schistes (siltites et shales) et de bancs carbonatés, avec localement l’apparition de teintes rougeâtres (unité C).

Dans le sondage de Chaudfontaine, les Formations de Hodimont et d’Esneux sont recoupées de 284 m à 221,5 m. Il est plus délicat de fixer la limite entre ces deux unités dont la transition s’assortit de récurrences, mais on peut estimer que le “faciès stratoïde” de la Formation d’Esneux s’impose à partir de 227,5 m. Les Formations de Montfort et d’Evieux couvrent le reste du sondage, soit de 221,5 m à 13 m. Il est possible d’y reconnaître les trois unités évoquées ci-dessus: l’unité A correspond à l’intervalle 221,5 m à 210,5 m et l’unité B à l’intervalle 210,5 m à 181,25 m. L’apparition de faciès rouges, classiquement rangés dans la Formation d’Evieux a lieu vers 36 m.

En tenant compte de l’inclinaison des couches, ces valeurs nous donnent les épaisseurs de formations suivantes:

- Hodimont: plus de 43 m;
- Esneux: 4,5 m;
- Montfort et Evieux: plus de 160 m, dont 8,5 m pour l’unité A, 22,3 m pour l’unité B et plus de 130 m pour l’unité C.

On remarquera également l’absence totale de la Formation de Souverain-Pré dans le sondage, comme suggéré par ailleurs par Forir & Moulon sur la carte de Seraing-Chênée à 1/40 000. Fourmarier (1954) insiste également sur la disparition du faciès calcaire dans les environs de Chaudfontaine.

6. FACIES-PALEOENVIRONNEMENTS

Les dernières dizaines de mètres de la Formation de Hodimont correspondent à des shales à lamines silteuses et quelques bancs gréseux centimétriques. La lamination y est généralement conservée, avec des terriers subhorizontaux associés aux niveaux les plus grossiers. Ces sédiments témoignent d’un environnement calme, affecté périodiquement d’épisodes plus turbulents (tempêtes). Paléo-

géographiquement, dans le modèle élaboré par Thorez & Dreesen (1986), cette unité se localiserait en avant-barrière, en domaine subtidal.

La Formation d'Esneux est caractérisée par une augmentation de la fréquence des bancs gréseux, avec localement l'apparition d'une bioturbation déformative affectant l'ensemble du sédiment. Cette évolution traduit une diminution de la profondeur relative, permettant l'enregistrement d'un plus grand nombre d'épisodes turbulents. Le milieu reste subtidal.

L'apparition de grès souligne un passage brutal aux Formations de Montfort et Evieux. Ces dépôts caractérisent un environnement intertidal modérément agité. Le substrat relativement stable permet l'installation d'une faune benthique remaniant le sédiment. Des récurrences argilo-silteuses enregistrent de brèves diminutions de l'agitation (exemple: cotes 198 à 195 m). Ce phénomène peut être lié à une pulsation eustatique éventuellement aggravée par un déficit momentané de l'apport de sédiments. Ensuite, la diminution progressive de la bioturbation, l'apparition de stratifications entrecroisées et de lamines de micas marque la progradation d'une barrière sableuse, isolant un lagon à tendance évaporitique. La succession observée caractérise rapidement un environnement d'arrière-barrière, avec plusieurs niveaux dolomitiques témoignant d'extensions du complexe lagunaire (Thorez & Dreesen, 1986 p. 313). L'émersion est atteinte à plusieurs reprises et se marque par des figures de dessiccation et même le développement d'un paléosol (cote 101 m). Des copeaux argilo-dolomitiques sont remaniés au sein de petits chenaux de marée.

A partir de 39,5 m, apparaissent des débris de plantes et quelques niveaux de grès rougeâtres. Le ciment dolomitique des grès fait place localement à du ciment calcaire. Ces variations annoncent probablement une tendance fluvio-lagunaire qui s'affirmera dans la partie supérieure des Formations de Montfort et Evieux (Thorez & Dreesen, 1986, p. 321).

7. STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

En l'absence de suivi latéral des corps sédimentaires, il est difficile d'effectuer une véritable analyse séquentielle. Les différents cortèges sédimentaires sont en effet définis non seulement sur base de leur faciès et de leur type d'empilement (aggradant, progradant, rétrogradant) mais aussi sur base de la géométrie de leurs surfaces de transition. Nous ne proposerons donc ici que quelques observations générales, dont le but n'est que d'améliorer la compréhension de la colonne lithologique.

Une séquence virtuelle se dégage très nettement de l'étude du sondage, il s'agit de la succession shale à lamines silteuses et rares niveaux gréseux-shales silteux à niveaux gréseux bioturbés-siltites argileuses bioturbées à lentilles gréseuses-grès bioturbés à lamines silto-argileuses ondulantes-grès bioturbés-grès laminaires-dolomies gréseuses-dolomies-shales et shales gréseux rougeâtres. Cette séquence à l'échelle décamétrique évolue globalement de milieux plus profonds vers des milieux moins profonds ou d'environnements plus distaux vers des environnements plus proximaux.

Suivant les grands types d'environnements, cette séquence générale doit être scindée en séquences élémentaires, traduisant au niveau local les modalités de la sédimentation. Dreesen & Thorez (1994) identifient ainsi plusieurs types de séquences élémentaires (tempestites, séismites, tidal flat, lag deposit) dans des faciès silico-carbonatés famenniens. Rappelons que dans le domaine qui nous concerne, on peut ranger les séquences élémentaires en deux grandes "familles": les séquences subtidales et les séquences péritidales. Les séquences subtidales se caractérisent généralement par une granulocroissance et une stratocroissance alors que les séquences péritidales montrent une granulodécroissance et une stratodécroissance. Les séquences péritidales sont également caractérisées par la présence de faciès restreints et, dans les cas extrêmes, par des émergences et la formation de paléosols. Dans les Formations

de Hodimont et d'Esneux, les séquences élémentaires sont du type tempestite, alors que dans les Formations de Montfort et Evieux, les séquences péritidales dominent généralement l'enregistrement sédimentaire.

A une échelle supérieure et dans la mesure du possible, les "surfaces remarquables" de la stratigraphie séquentielle ont été indiquées le long de la colonne lithologique. Il s'agit le plus souvent de surfaces d'inondation (SI), de surfaces d'inondation maximale (SIM) et de surfaces de maximum de translation des sédiments vers le bassin (DS, "downward shift"). Par définition, les sédiments compris entre deux SI forment une paraséquence (Van Wagoner *et al.*, 1988). Cette unité correspond au plus petit motif stratigraphique répétitif contraint par une variation cyclique du niveau marin. A un ordre encore supérieur, certaines surfaces de type DS correspondent à une base de séquence (BS) au sens de Van Wagoner *et al.* (1988): c'est le cas de la surface à 221,5 m (planche 2: C).

Les paraséquences observées sont limitées à leur sommet par un contact abrupt, caractérisé par un approfondissement net le long d'une surface de discontinuité (SI). Mentionnons à titre d'exemple les surfaces d'inondation suivantes: 198 m, où des grès sont surmontés de siltites argileuses verdâtres à niveaux gréseux, et 118 m où des dolomies gréseuses font place à des grès micacés. Dans certains cas, ces surfaces d'inondation sont surmontées d'une courte séquence transgressive, culminant avec une surface d'inondation maximale, base d'une nouvelle séquence régressive (exemple: 237,5 m: surface d'inondation; 236 m surface d'inondation maximale). Ces approfondissements sont évidemment plus facilement détectés dans des milieux "sensibles" comme l'environnement péritidal que dans un milieu situé d'emblée sous la zone d'action des vagues. C'est pourquoi, il ne faut pas se focaliser outre mesure sur l'apparente faiblesse du nombre de paraséquences dans la Formation de Hodimont: il ne s'agit que d'un artefact lié à notre incapacité à les mettre en évidence.

Il arrive fréquemment qu'une séquence régressive débute par des faciès nettement moins profonds que la séquence qui la précède, ce qui indique soit un temps de latence avant la reprise de la sédimentation, soit une érosion des premiers termes de la séquence régressive. Les surfaces de DS semblent souvent correspondre à de telles érosions.

A l'échelle du sondage, les paraséquences décamétriques s'empilent verticalement au cours du temps et montrent une dérive progressive des faciès qui les composent vers des milieux de moins en moins profonds et une diminution sensible de l'épaisseur des faciès distaux. Un exemple de cette dérive apparaît clairement si l'on compare la puissance des termes les plus profonds dans les paraséquences 176 m-160,5 m et 198 m-183 m. Parallèlement à cette évolution s'observe une augmentation des amalgames de séquences, en relation avec une érosion plus active des termes de base.

Une autre caractéristique des paraséquences dans l'ensemble du sondage est la faible épaisseur des termes transgressifs comparés aux termes régressifs. Cette dissymétrie est caractéristique d'une distorsion induite par la superposition (convolution) de deux ordres au moins de variations du niveau marin (Guillocheau, 1991): aux séquences décamétriques se superpose une variation à plus long terme. Le sens de la dissymétrie, comme d'ailleurs l'évolution générale des faciès indique en effet une baisse du niveau marin relatif de basse fréquence, embrassant la totalité du Famennien supérieur.

8. CONCLUSION

L'étude sédimentologique du sondage carotté 134E858 de Chaudfontaine permet de reconnaître les unités lithostratigraphiques utilisées dans la région pour la campagne de réactualisation de la carte géologique de la Wallonie. Se succèdent ainsi de la base au sommet du forage, les Formations de Hodimont, Esneux, Montfort et Evieux (termes A, B et C de Laloux *et al.*, 1996, p. 33).

L'évolution de la sédimentation enregistre la progradation d'un biseau détritique, avec le passage d'un domaine subtidal à tempestites à un domaine fluvio-lagunaire à tendance évaporitique en passant par un complexe de rides sableuses (Thorez & Dreesen, 1986).

Au point de vue séquentiel et dans la mesure du possible, les surfaces d'inondation, d'inondation maximale et les surfaces de maximum de translation des sédiments vers le bassin ont été mises en évidence. Dans chacune des formations, les séquences élémentaires s'empilent pour donner naissance à plusieurs types de paraséquences d'épaisseur décamétrique.

9. REMERCIEMENTS

Je remercie vivement la Société Interbrew d'avoir transmis le présent sondage au Service géologique de Belgique. Toute ma gratitude va également à Mme Baeteman, MM. Dejonghe, Ghysel, Laloux, Roche, Vanderven (Service géologique de Belgique) et Thorez (Université de Liège) pour les indications et discussions suscitées par cette étude.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- BOUCKAERT, J., STREEL, M. & THOREZ, J., 1968. Schéma biostratigraphique et coupes de référence du Famennien belge. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 91, 317-336.
- COEN-AUBERT, M., 1974. Le Givetien et le Frasnien du Massif de la Vesdre. Stratigraphie et Paléoécologie. *Bull. Acad. r. Belgique*, XVIII/2, 146 pp.
- DREESEN, R., 1982. Storm generated oolitic ironstones of the Famennian (Fa1b-Fa2a) in the Vesdre and Dinant Synclinoria. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 105, 105-129.
- DREESEN, R. & THOREZ, J., 1980. Sedimentary environments, conodont biofacies and paleoecology of the Belgian Famennian (Upper Devonian)-an approach. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 103, 97-110.
- DREESEN, R. & THOREZ, J., 1994. Parautochthonous-allochthonous carbonates and conodont mixing in the Late Famennian (Uppermost Devonian) Condruz Sandstones of Belgium. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 168, 159-182.
- FOURMARIER, P., 1954. L'assise d'Esneux et le niveau de Souverain-Pré dans les environs de Chaudfontaine. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 77, 335-341.
- GUILLOCHEAU, F., 1991. Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain): nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 15 (2), 383-410.
- LACROIX, D., 1974. Sur la stratigraphie du Mésodévonien et du Frasnien au bord sud du Synclinorium de Namur. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 97, 11-21.
- LALOUX, M., DEJONGHE, L., GHYSEL, P. & HANCE, L., 1996 a. Notice explicative de la carte de Fléron-Verviers. Carte géologique de Wallonie, Ministère de la Région wallonne, 150 pp.
- LALOUX, M., DEJONGHE, L., GEUKENS, F., GHYSEL, P. & HANCE, L., 1996 b. Notice explicative de la carte de Limbourg-Eupen. Carte géologique de Wallonie, Ministère de la Région wallonne, 192 pp.
- THOREZ, J. & DREESEN, R., 1986. A model of a regressive depositional system around the old red continent as exemplified by a field trip in the Upper Famennian "Psammities du Condruz" in Belgium. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 109, 285-323.
- THOREZ, J., DREESEN, R. & GOEMARE, E., 1988. Origin and evolution of the Late Upper Devonian "Psammities du Condruz" Group in Belgium. Exc. B2, I.A.S. 9th Eur. Reg. Meeting excursion guidebook, Leuven, 187-224.
- THOREZ, J., STREEL, M., BOUCKAERT, J. & BLESS, M.J.M., 1977. Stratigraphie et paléogéographie de la partie orientale du Synclinorium de Dinant (Belgique) au Famennien supérieur: un modèle de bassin sédimentaire reconstitué par analyse pluridisciplinaire sédimentologique et micropaléontologique. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, N.S. 28 (2), 17-32.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In Sea-Level Changes*, S.E.P.M. Sp. Publ. 42, 39-45.
- WRIGHT, V.P., 1994. Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth-Science Reviews*, 35: 367-395.

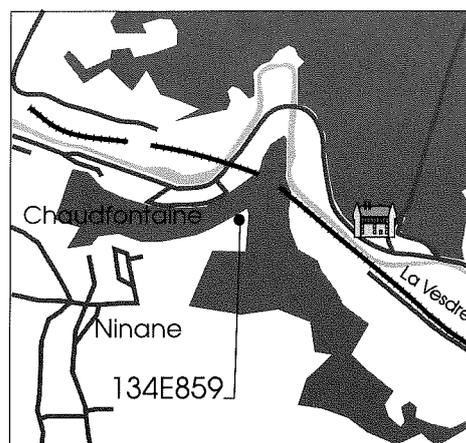
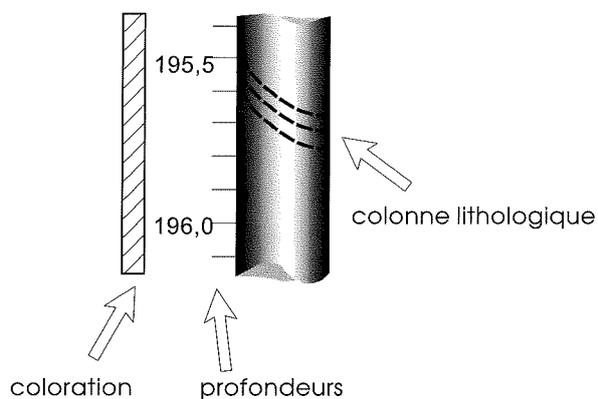
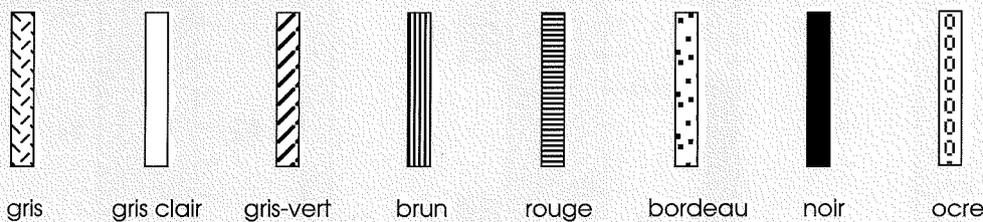
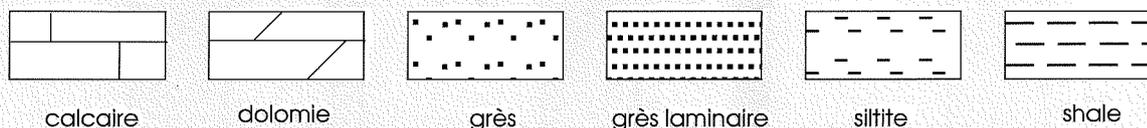


Fig. 1: Localisation

Symboles des colorations:



Symboles lithologiques:



Autres symboles:

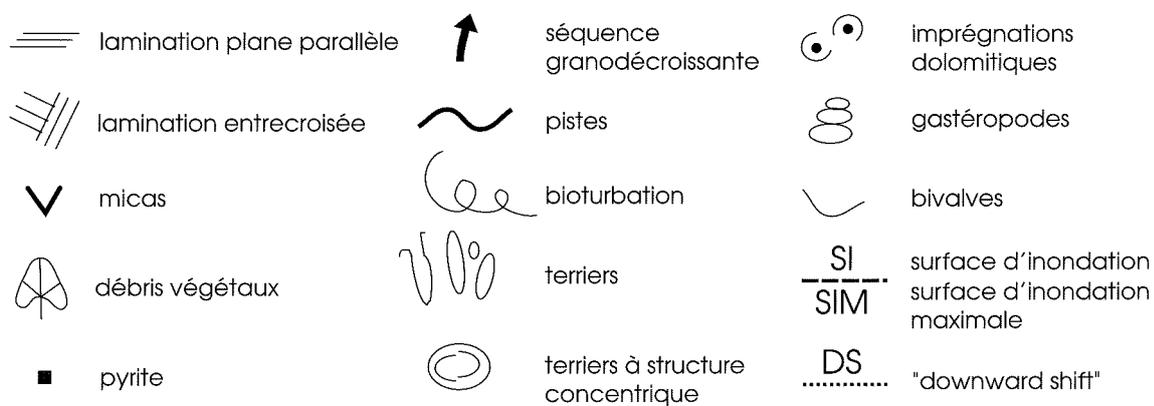
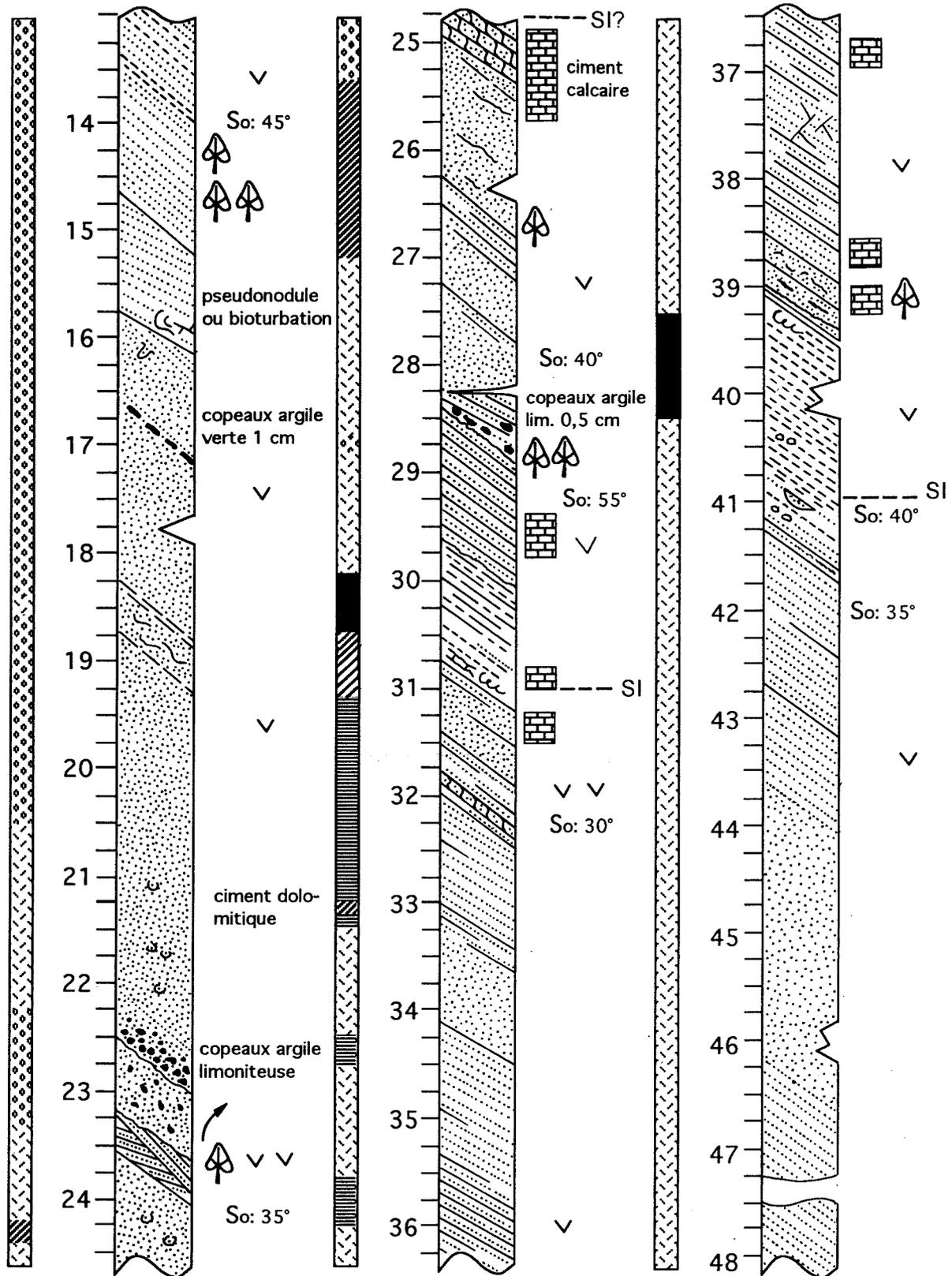
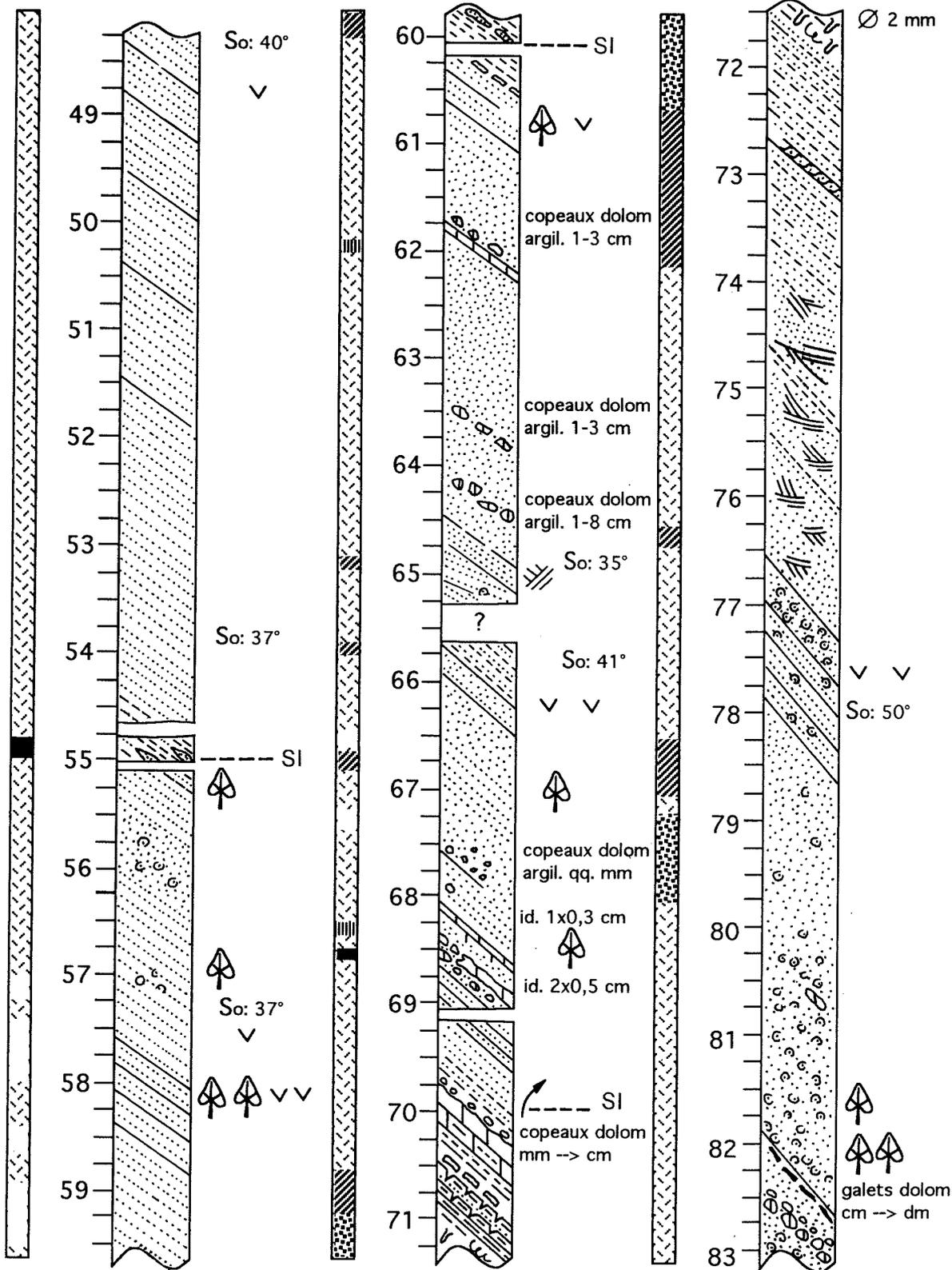


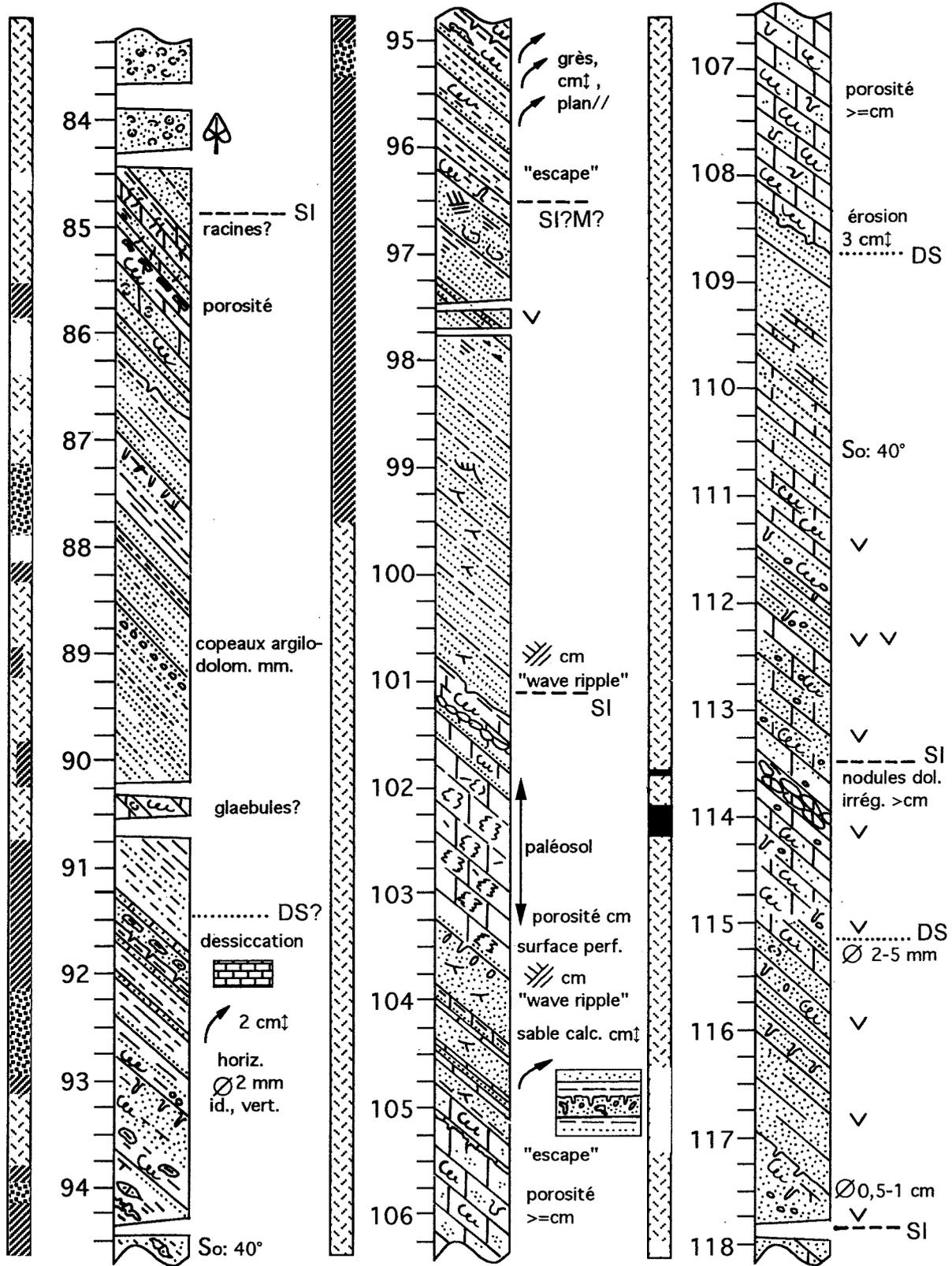
Fig. 2: Légende des colonnes lithologiques



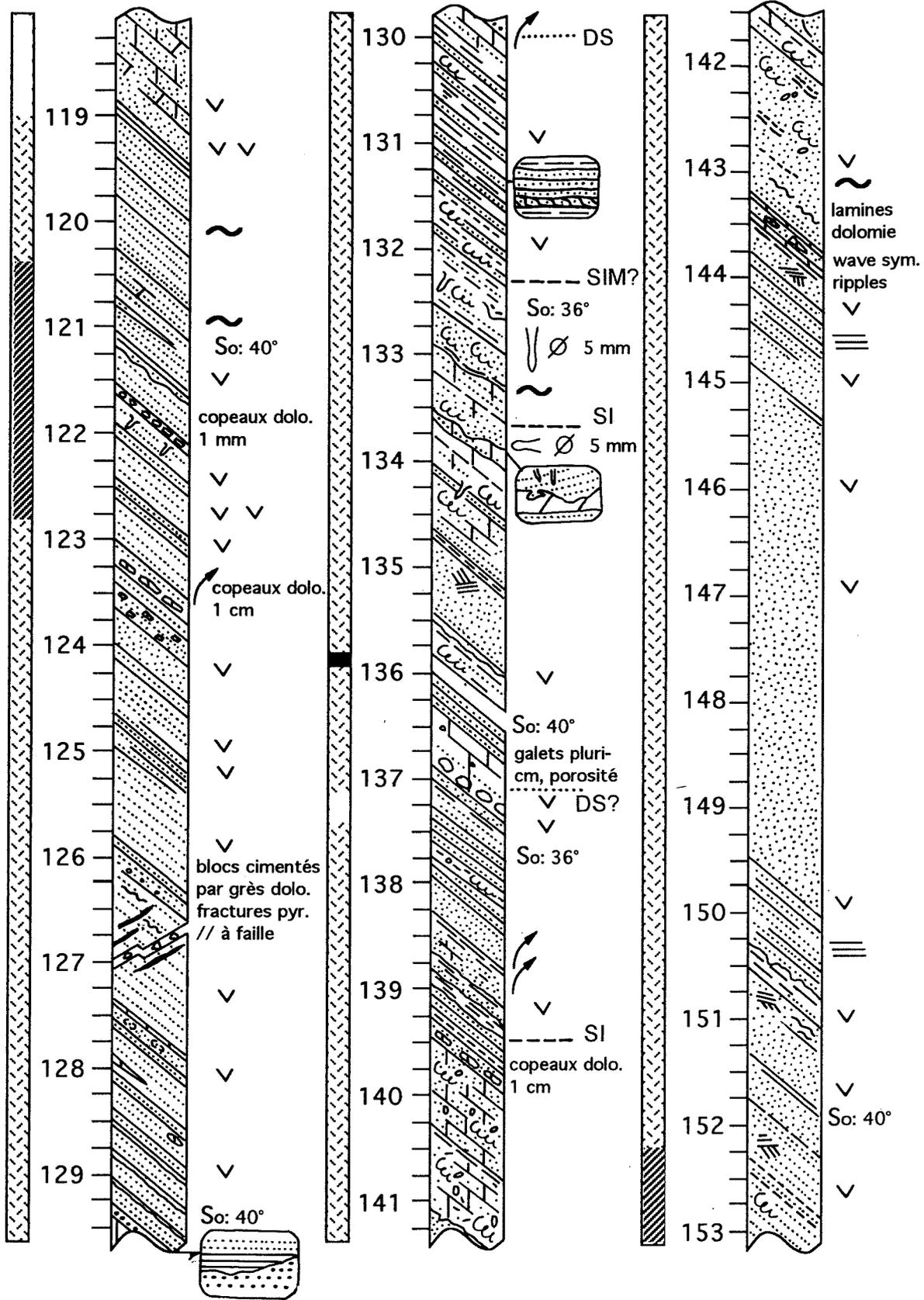
CHAUDFONTAINE 134E858



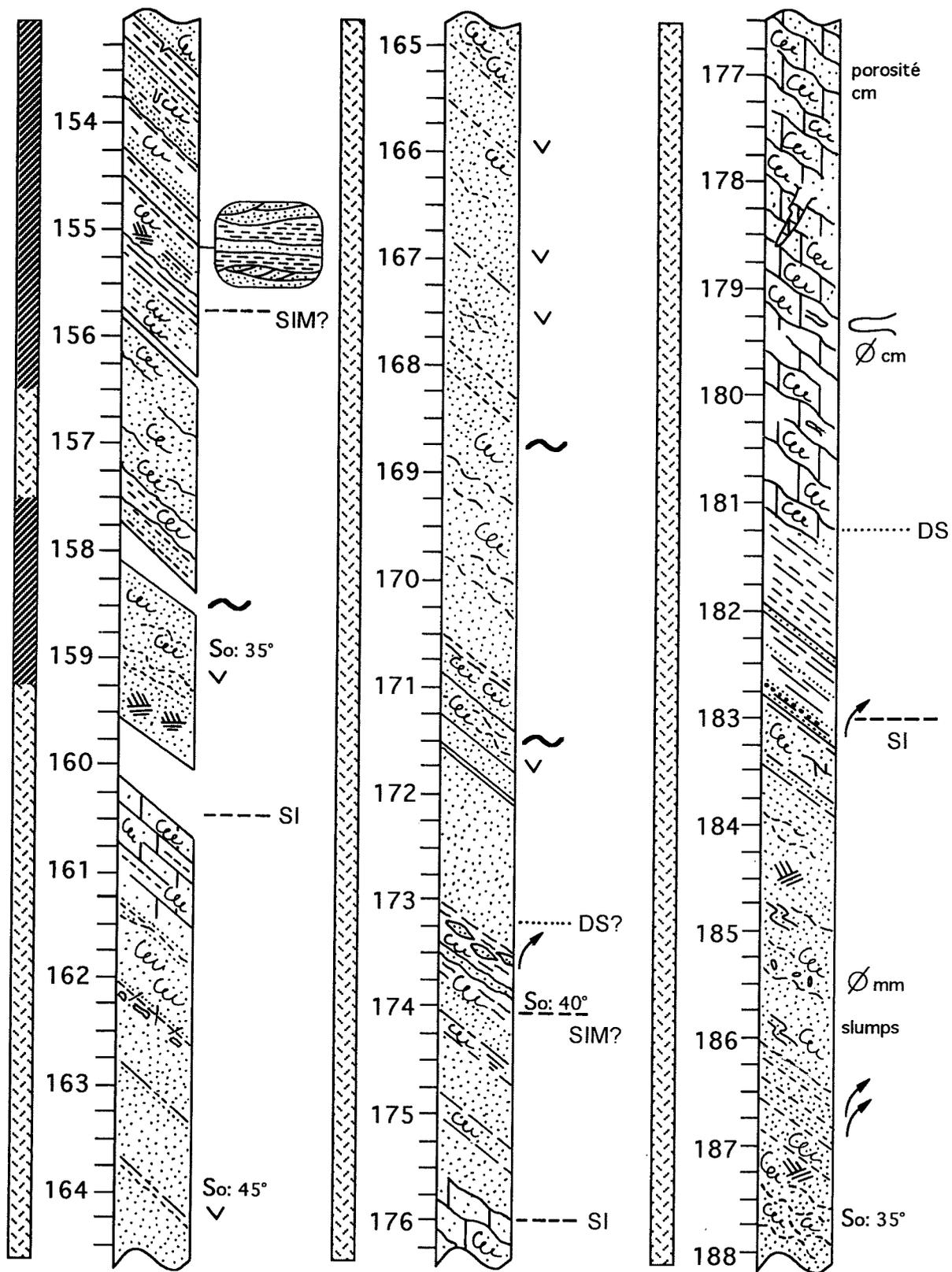
CHAUDFONTAINE 134E858



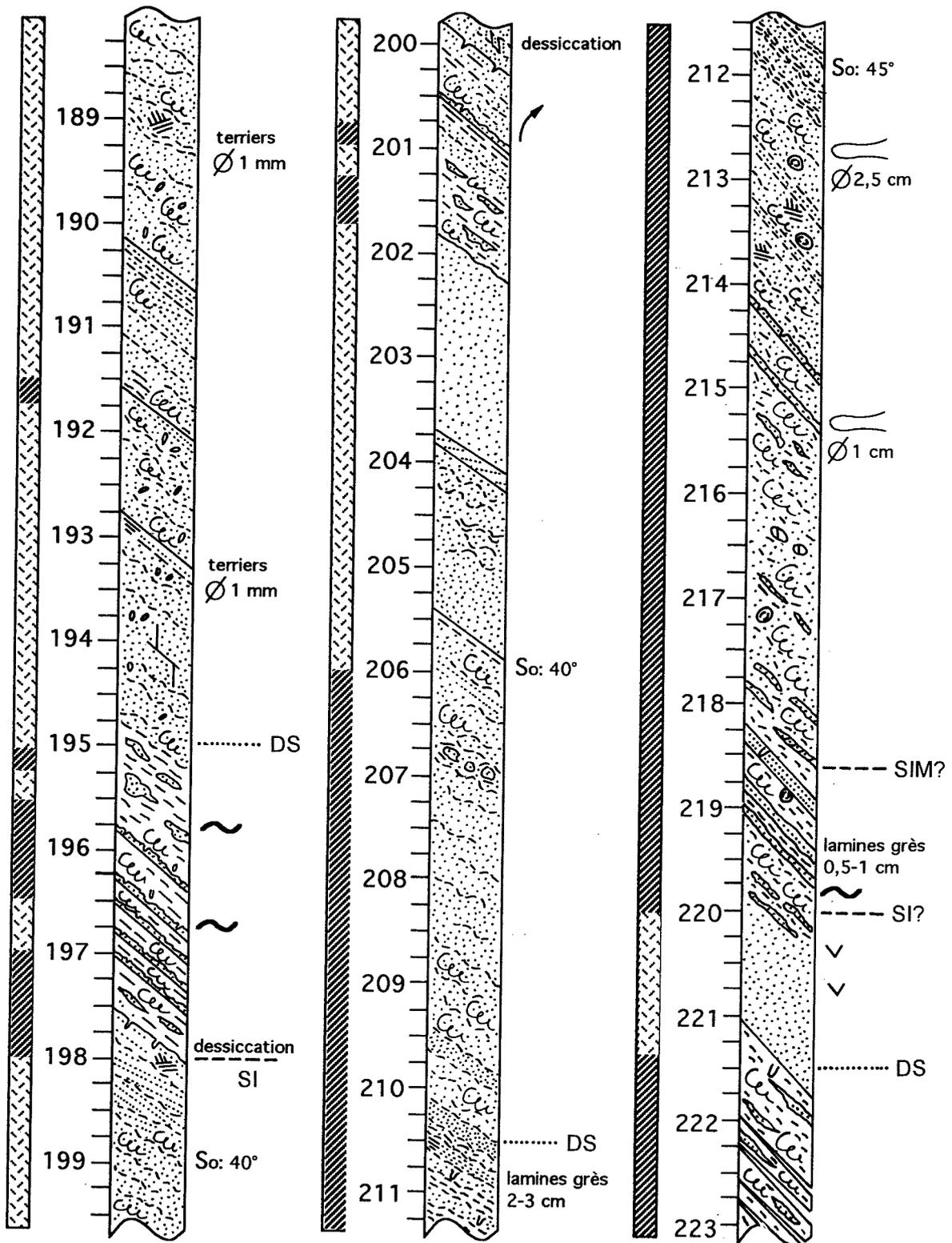
CHAUDFONTAINE 134E858



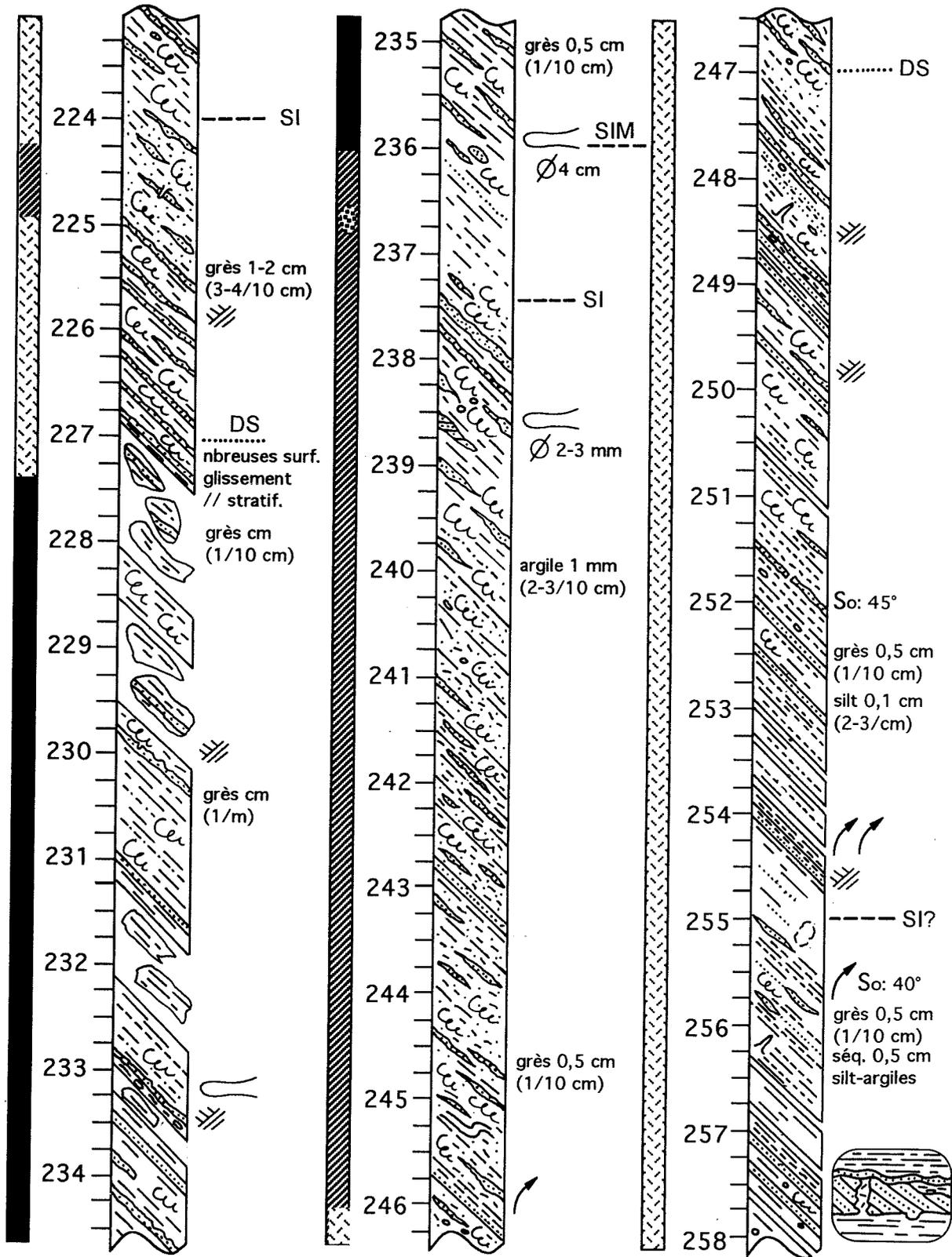
CHAUDFONTAINE 134E858



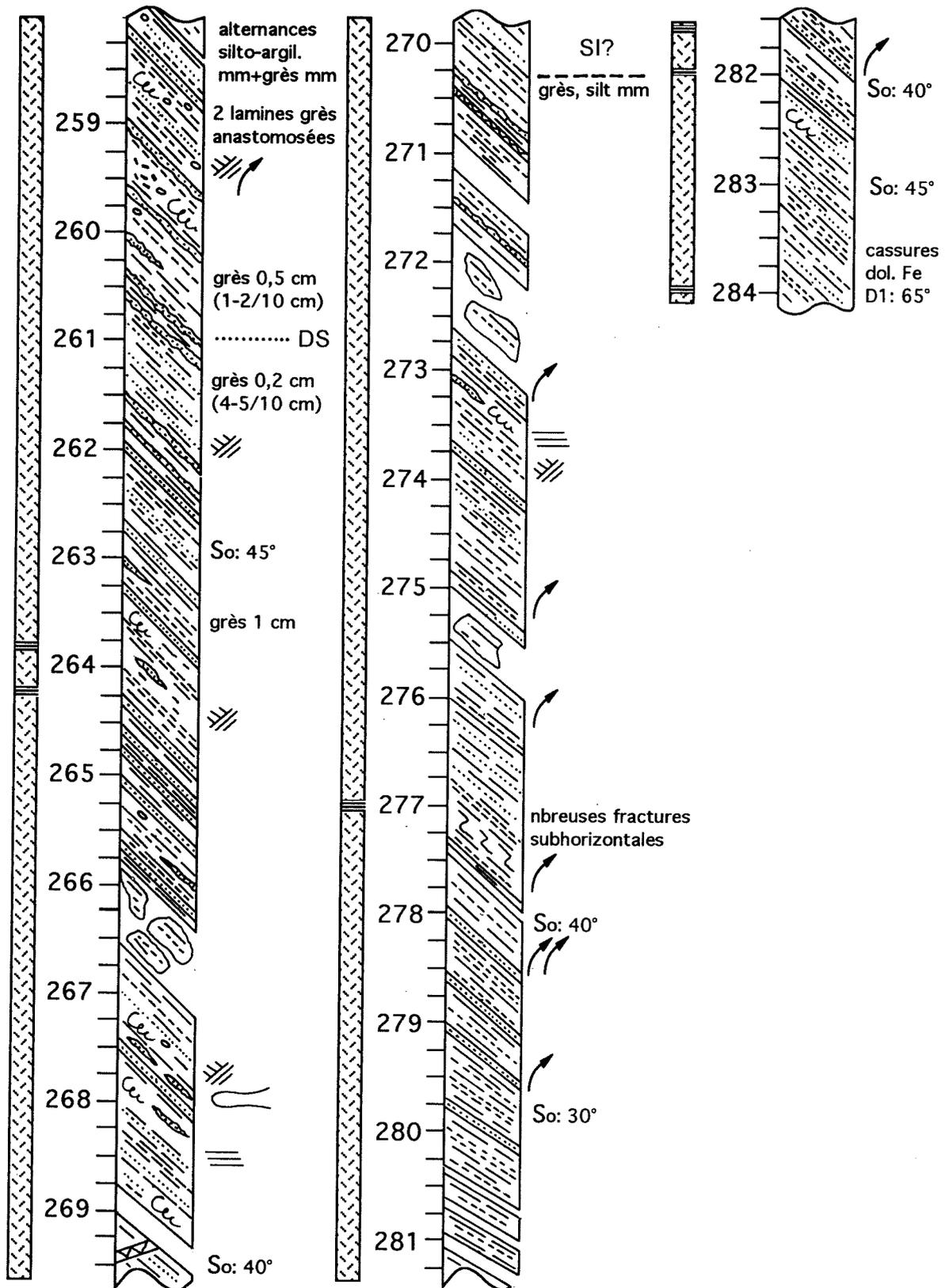
CHAUDFONTAINE 134E858



CHAUDFONTAINE 134E858



CHAUDFONTAINE 134E858



CHAUDFONTAINE 134E858

PLANCHE 1

- A: Siltite argileuse laminaire avec quelques niveaux gréseux. Observer également les lamines brunâtres ferrugineuses (flèche). Formation de Hodimont, profondeur 284 m.
- B: Siltite argileuse laminaire avec quelques niveaux gréseux. Remarquer les fractures à ciment calcitique, remplacé par de la dolomite ferrifère. Formation de Hodimont, profondeur 282,5 m.
- C: Siltite argileuse laminaire avec niveaux gréseux relativement abondants. La bioturbation (terriers horizontaux) affecte principalement les niveaux gréseux. Formation de Hodimont, profondeur 264,5 m.
- D: Siltite gréseuse laminaire, localement bioturbée. Terrier vertical à remplissage gréseux. Formation de Hodimont, profondeur 248,5 m. Noter l'augmentation du contenu sableux entre 284 m et 248,5 m.

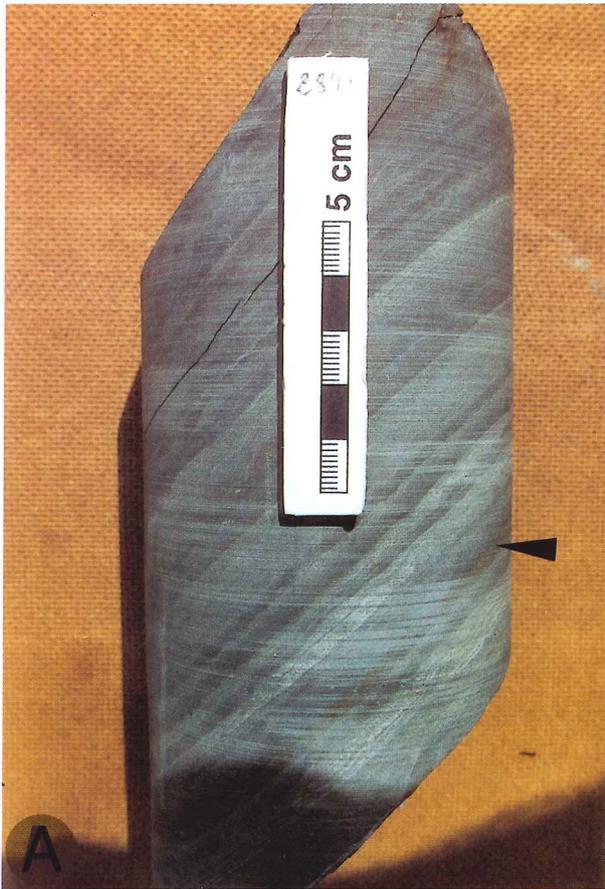


PLANCHE 2

- A: Siltite gréseuse bioturbée. Remarquer les nombreux terriers horizontaux à remplissage gréseux et les lentilles gréseuses à stratification entrecroisée. Formation de Hodimont, profondeur 244 m.
- B: Siltite gréseuse bioturbée. Quelques terriers horizontaux. Formation de Hodimont, profondeur 233 m.
- C: Base des Formations de Montfort et Evieux. Grès fin grisâtre surmontant une siltite verdâtre bioturbée à lentilles gréseuses. Ce contact (flèche) est interprété comme une surface de type “downward shift”. Profondeur 221,5 m.
- D: Grès bioturbé à passées silto-argileuses ondulantes. Formations de Montfort et Evieux, unité B. Profondeur 200,5 m.



PLANCHE 3

- A: Grès bioturbé à passées silto-argileuses ondulantes. Flèche: bioturbation verticale ou fente de dessiccation. Formations de Montfort et Evieux, unité B, profondeur 192,5 m.
- B: grès dolomitique à niveaux silto-argileux laminaires. Bioturbation déformative et galets gréseux et dolomitiques (flèches). Formations de Montfort et Evieux, unité C, profondeur 139,75 m.
- C: Galets de dolomie gréseuse ocre surmontant un grès laminaire gris clair. Le contact est interprété comme une surface de “downward shift”. Formations de Montfort et Evieux, unité C, profondeur 137 m.
- D: Shale silteux verdâtre surmonté de grès à imprégnations dolomitiques. Copeaux remaniés millimétriques à la base du grès. Formations de Montfort et Evieux, unité C, profondeur 130,1 m.

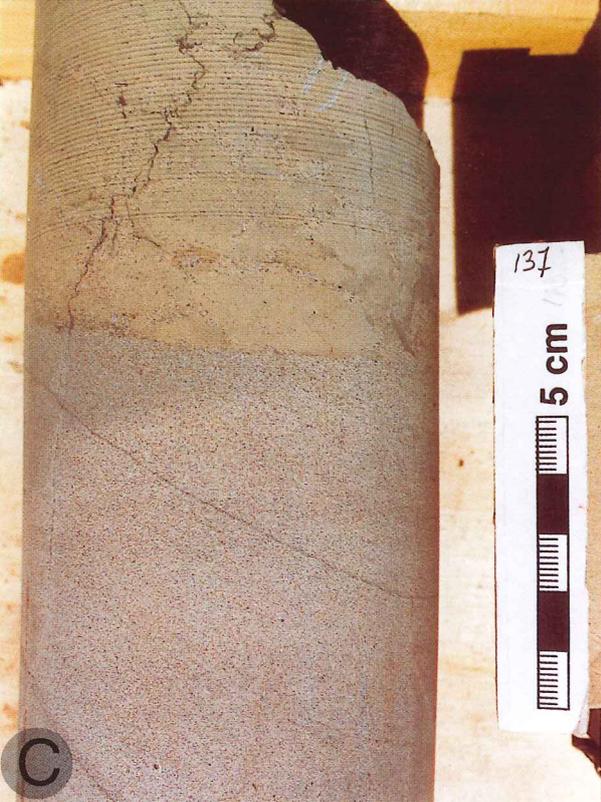


PLANCHE 4

- A: Dolomie gréseuse nodulaire surmontée d'un grès dolomitique micacé, bioturbé. La dolomie nodulaire présente probablement des indices de pédogenèse. Le contact dolomie-grès (flèche) est interprété comme une surface d'inondation. Formations de Montfort et Evieux, unité C, profondeur 113,5 m.
- B: Dolomie gréseuse bioturbée. Formations de Montfort et Evieux, unité C, profondeur 108 m.
- C: Dolomie gréseuse nodulaire montrant des indices de pédogenèse. Formations de Montfort et Evieux, unité C, profondeur 103 m.
- D: Grès gris clair surmontant un grès plus foncé à lamines argilo-micacées. Observer (flèche) le remaniement de copeaux de l'unité inférieure dans le grès clair. Formations de Montfort et Evieux, unité C, profondeur 86 m.



PLANCHE 5

- A: Shales silteux à bioturbations subverticales. Formations de Montfort et Evieux, unité C, profondeur 71,5 m.
- B: Grès laminaires grisâtres avec copeaux dolomitiques ocres. Formations de Montfort et Evieux, unité C, profondeur 68,5 m.
- C: Shales silteux verdâtres avec lentilles gréseuses irrégulières et bioturbées. Formations de Montfort et Evieux, unité C, profondeur 30,5 m.
- D: Grès micacés à copeaux dolomitiques (flèches) surmontant un grès à lamines argilo-micacées. Formations de Montfort et Evieux, unité C, profondeur 23 m.

